

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Geodinámica



**ANÁLISIS DE LA FRACTURACIÓN EN UN ÁREA
GRANÍTICA INTRAPLACA: EL DOMO DE TORMES**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR**

Loreto Antón López

Bajo la dirección de los Doctores:

Alfonso Muñoz Martín
Gerardo de Vicente Muñoz

Madrid, 2003

ISBN: 84-669-1865-5



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Facultad de Ciencias Geológicas

Departamento de Geodinámica

Análisis de la fracturación en un área granítica intraplaca: El Domo del Tormes

Loreto Antón López

Tesis Doctoral

2003



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Facultad de Ciencias Geológicas

Departamento de Geodinámica

Análisis de la fracturación en un área granítica intraplaca: El Domo del Tormes

Loreto Antón López

Memoria presentada para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas.

Universidad Complutense de Madrid, Junio de 2003

Tesis Doctoral dirigida por los doctores Alfonso Muñoz Martín y Gerardo de Vicente Muñoz, Profesores Titulares del Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid.

VºBº

VºBº

Fdo:

Fdo:

Resumen

La presente Tesis aborda el estudio de la fracturación frágil en un área granítica intraplaca, localizada sobre la megaestructura hercínica conocida como el Domo del Tormes, situada en el NO de la Península Ibérica.

En primer lugar se ha realizado una síntesis geológica del área de estudio, que ha permitido describir las características litológicas y los diferentes elementos estructurales que la configuran.

El análisis macroestructural se ha desarrollado mediante la confección de un modelo digital del terreno y con el apoyo de diferentes cartografías estructurales. A partir de estos elementos se han descrito los principales rasgos morfoestructurales del área y su entorno, con especial énfasis en la red de fracturación (características principales, orientaciones, tamaños y distribución). La interpretación conjunta de la gravimetría y de las cartografías geológica y estructural ha permitido analizar la estructuración del área en profundidad y definir una serie de anomalías que pueden asociarse a grandes fracturas de carácter cortical, algunas de ellas con reflejo en superficie.

Posteriormente se ha abordado el estudio de la fracturación a escala mesoestructural, con trabajos de campo que han aportado un número suficiente de datos para la aplicación de diferentes Métodos de Análisis Poblacional de Fallas. A partir de los resultados obtenidos se han definido una serie de campos de paleoesfuerzos responsables de la fracturación frágil presente en la zona, y que explican su evolución cinemática y dinámica desde el final de la Orogenia Hercínica y durante la Alpina.

El hecho de que los estudios se hayan centrado mayoritariamente en materiales graníticos hercínicos ha dificultado la ordenación temporal de los eventos definidos, por lo que ha sido necesario recurrir a fuentes de información complementarias para determinar su edad de actuación. De este modo, se ha ampliado el análisis a los bordes de las cuencas sedimentarias cenozoicas que rodean el área (Cuenca del Duero y Fosa de Ciudad Rodrigo), para apoyar con criterios estratigráficos la datación de los eventos propuestos. Adicionalmente, se ha determinado, mediante geocronología K-Ar, la edad de actuación de varias estructuras, a partir de muestras de arcilla de falla recolectadas en campo.

La definición de la actividad tectónica reciente se ha completado con un análisis de las cartografías geológica, geomorfológica y estructural, con especial énfasis en las relaciones entre fracturación y red de drenaje y en la determinación de las familias de fracturas que afectan o condicionan la disposición de los materiales cenozoicos en la zona. Finalmente, se han recopilado y discutido las evidencias de sismicidad actual.

Summary

The present Thesis is an in-depth study of brittle fracturing in an intra-plate granitic domain made up of a Hercynian megastructure known as the Domo del Tormes. The study area is located in the NW of the Iberian Peninsula.

Previous to the structural analysis, a geological synthesis was drawn up to provide general backup for the former as well as help define major structures.

Macrostructural analysis relied on a digital terrain model tailored for the purpose as well as on various structural mappings developed in the study area. Starting from these elements, the main morphostructural features were identified and characterise, with special emphasis on fracture sets (outstanding features, orientation, size, and areal distribution) and fracture-related elements. Moreover, the match of gravimetric, geological and structural data revealed faulting on a regional scale and provided information on possible depth extent in the upper crust. Some of the major faults are known to crop out in the study area.

Fracture characterization was subsequently carried out on a mesostructural scale with back-up fieldwork. Field observations enabled the author to collect a sufficient amount of data to feed the codes used in the various Population Analysis methods applied in the present Thesis. These methods provided a series of stress tensors which after being matched with field and complementary data were the key to define the paleostress fields, explaining the kinematic and dynamic brittle fracturing evolution, from the end of Hercynian Orogeny to Alpine times.

The fact that the present study largely focuses on granitic rocks has complicated age dating of paleostress events by conventional field observations. This has made it necessary to resort to complementary dating techniques. Previously, a search for relative time markers was carried out beyond the boundaries of the study area, and more specifically in the nearby Cenozoic sedimentary basins (Duero basin and Ciudad Rodrigo trough). The central point was, wherever possible, searching for direct or indirect stratigraphic evidence constraining the timing of fault movement. Furthermore, complementary dating techniques applied consisted of fault gouges collection for assessing the timing of fault movements by means of K/Ar absolute dating.

Finally, neotectonics has been revealed and characterised in the study area by comparing geological, geomorphological and structural maps. Special emphasis was placed on matching fracture sets and drainage patterns as well as detecting and analysing fault sets that controlled Cenozoic material distribution. This type of analysis was complemented with data compilation and further discussion of seismic activity in the area.

ÍNDICE



Capítulo 1 Introducción y Objetivos

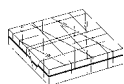
1.1.	Introducción	1
1.2.	Objetivos y estructura de la Tesis.....	1
1.3.	Fuentes de información	3



Capítulo 2 Marco Geológico-Estructural

2.1.	Introducción y marco geográfico	5
2.2.	Encuadre geológico general	7
2.3.	Estratigrafía	9
2.3.1.	Complejos gnéisicos	9
2.3.2.	Rocas metasedimentarias.....	9
2.3.3.	Sedimentos del Mesozoico terminal-Cenozoico: Cuenca del Duero y Fosa de Ciudad Rodrigo.....	11
2.3.3.1.	Alteritas y Lehm caolinítico del Mesozoico.....	12
2.3.3.2.	Areniscas silíceas.....	14
2.3.3.3.	Terciario indiferenciado	14
2.3.3.4.	Unidad Arcósica Superior y Unidad Conglomerática de Retortillo.....	15
2.3.3.5.	Depósitos asociados al encajamiento de la red fluvial	16
2.4.	Tectónica	17
2.4.1.	Deformación hercínica	18
2.4.1.1.	Primera Fase (D1)	18
2.4.1.2.	Segunda Fase (D2)	18
2.4.1.3.	Tercera Fase (D3)	19
2.4.1.4.	Cuarta Fase (D4)	20
2.4.2.	Deformación Posthercínica.....	20
2.5.	Plutonismo	22
2.5.1.	Granitoides Prehercínicos.....	24
2.5.2.	Granitoides Hercínicos.....	24
2.5.2.1.	Emplazamiento pre-sin fase D2.....	25
2.5.2.2.	Emplazamiento sin-tardi fase D3.....	25
▪	Granodioritas y rocas intermedias.....	27
▪	Granitoides cordieríticos (Granito de Pelilla)	27
▪	Granitos y leucogranitos biotíticos	28
▪	Granitos de dos micas	29
2.5.2.3.	Granitoides Tardihercínicos.....	30
2.5.2.4.	Macizo de Brincones	31
2.5.2.5.	Macizos de Cipérez y San Román.....	32
2.5.2.6.	Macizo de Villavieja de Yeltes.....	33
2.5.2.7.	Macizo de Villar de Ciervo.....	34
2.6.	Evolución cinemática de la Placa Ibérica	37

ÍNDICE



Capítulo 3 Análisis Macroestructural

3.1.	Introducción	41
3.2.	Análisis Morfoestructural.....	43
3.2.1.	Construcción del Modelo Digital del Terreno	43
3.2.2.	Descripción morfoestructural.....	45
3.3.	Análisis de la Macrofracturación.....	48
3.3.1.	Mapa de Fallas.....	48
▪	Análisis de orientaciones y distribución espacial	48
▪	Análisis de tamaños.....	52
3.3.2.	Mapa de Lineamientos Estructurales.....	53
▪	Análisis de orientaciones y distribución espacial	53
▪	Análisis de tamaños.....	57
3.3.3.	Análisis no lineal de la distribución de tamaños	58
3.4.	Análisis Geofísico.....	60
3.4.1.	Realización del mapa de anomalía de Bouguer	60
3.4.2.	Descripción del mapa de anomalías de Bouguer	61
3.4.3.	Mapa de derivada vertical de anomalía de Bouguer	63
▪	Relaciones entre la fracturación y los gradientes Gravimétricos	65
3.5.	Conclusiones.....	68



Capítulo 4 Análisis Mesoestructural Frágil

4.1.	Introducción	71
4.2.	Trabajos de Campo	73
4.2.1.	Recopilación de datos cinemáticos sobre planos de falla.....	73
4.2.2.	Evidencias de fracturación sobre materiales cenozoicos.....	80
4.2.3.	Estructuras con desarrollo de arcillas de falla	82
4.3.	Análisis de Paleoesfuerzos	86
4.3.1.	Métodos de Análisis Poblacional de Fallas	86
4.3.1.1.	Descripción de los métodos de Análisis Poblacional de Fallas utilizados	88
▪	Método de los Diedros Rectos.....	88
▪	Modelo de Deslizamiento.....	89
▪	Método de Inversión de Esfuerzos de Rechos.....	91
4.3.2.	Proceso analítico seguido para el cálculo de los tensores de paleoesfuerzos	93
4.3.3.	Tensores de paleoesfuerzos.....	96
4.3.3.1.	Análisis de los resultados tensoriales.....	99
▪	Orientación de los esfuerzos principales y agrupación por familias de tensores	99
▪	Análisis probabilístico aplicado a la independencia entre tensores.....	103
▪	Resultados obtenidos y discusión.	104

ÍNDICE

4.3.4.	Descripción de los campos de paleoefuerzos.....	106
4.3.4.1.	Campo de paleoefuerzos N-S.....	107
4.3.4.2.	Campo de paleoefuerzos NE-SO.....	109
4.3.4.3.	Campo de paleoefuerzos E-O.....	110
4.3.4.4.	Características medias del tensor asociado a cada campo de paleoefuerzos.....	112
▪	Tensor de paleoefuerzos N-S	113
▪	Tensor de paleoefuerzos NE-SO	114
▪	Tensor de paleoefuerzos E-O.....	115
4.3.5.	Mapas de trayectorias de paleoefuerzos.....	117
▪	Mapa de trayectorias de paleoefuerzos del campo N-S.....	118
▪	Mapa de trayectorias de paleoefuerzos del campo NE-SO.....	119
▪	Mapa de trayectorias de paleoefuerzos del campo E-O.....	120
4.4.	Discusión y conclusiones	121



Capítulo 5 Análisis Cronológico

5.1.	Introducción	125
5.2.	Criterios estratigráficos de datación.....	127
5.3.	Datación absoluta de arcillas de falla mediante K-Ar.....	131
5.3.1.	Metodología	131
5.3.1.1.	Preparación de muestras	134
▪	Separación.....	134
▪	Caracterización mineral.....	135
▪	Preparación de agregados orientados y difracción de rayos X.....	135
▪	Identificación de minerales en el microscopio de transmisión.....	137
▪	Fórmula estructural.....	138
5.3.1.2.	Determinación geocronológica.....	142
5.3.2.	Interpretación de los resultados y discusión	143
5.4.	Conclusiones.....	148



Capítulo 6 Análisis de la Deformación Reciente

6.1.	Introducción	149
6.2.	Geomorfología.....	151
6.2.1.	Encuadre Geomorfológico y Fisiográfico	151
6.2.2.	Formas Poligénicas	155
6.2.2.1.	Superficies Superiores (S1 y S'1).....	155
6.2.2.2.	Superficie Intermedia (S2) y Superficie inferior (S3).....	155
6.2.3.	Formas Estructurales.....	156
6.2.4.	Formas Fluviales.....	158
6.3.	Red hidrográfica y fracturación.....	161
6.3.1.	Red Fluvial y su relación con la fracturación	161

ÍNDICE

6.4.	Análisis de estructuras que afectan a materiales del Mesozoico terminal-Cenozoico	165
6.5.	Sismicidad en la zona de estudio	169
6.6.	Discusión y Conclusiones	177



Capítulo 7 Discusión y Conclusiones

▪	Análisis de la macrofracturación	179
▪	Evolución cinemática y dinámica.....	180
▪	Campo de Paleoesfuerzos E-O	181
▪	Campo de Paleoesfuerzos NE-SO	182
▪	Campo de Paleoesfuerzos N-S	184
▪	Deformación actual.....	185



Bibliografía	187
--------------------	-----



CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1. INTRODUCCIÓN

La presente Tesis se ha desarrollado en la UCM, bajo la dirección de Alfonso Muñoz y Gerardo de Vicente y en la empresa Inima Servicios Europeos de Medio Ambiente, bajo la supervisión de Humberto Pérez; en el marco de una beca FPI del Programa de intercambio de personal entre industrias y centros públicos de investigación, del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Adicionalmente los trabajos han sido financiados por Enresa a través de los proyectos: “ZOA, 2ª Etapa” (1998), “Evolución estructural de los granitos del Macizo Hespérico” (2000), “Patrones de fracturación y esfuerzos asociados” (2001); y por Enresa y el Consejo de Seguridad Nuclear a través del proyecto PRIOR “Determinación de fallas de primer orden mediante análisis integrado de datos geológicos” (2003).

Los trabajos realizados se enmarcan en una línea de investigación destinada a la caracterización de la fracturación y determinación de paleoesfuerzos en áreas graníticas. De este modo se ha abordado el estudio de una gran estructura, el Domo del Tormes, constituido mayoritariamente por metasedimentos y rocas graníticas emplazadas durante la Orogenia Hercínica.

1.2. OBJETIVOS Y ESTRUCTURA DE LA TESIS

El objetivo de la Tesis era la caracterización de la deformación frágil en un área granítica, el Domo del Tormes, en la que las fases de deformación post-hercínicas y los patrones de fracturación asociados no estaban bien definidos.

Aunque la zona de estudio se encuentra afectada por una densa red de fracturación, las condiciones de afloramiento han dificultado la caracterización de la misma, especialmente en lo que a la definición de diferentes etapas y procesos de facturación se refiere. Por ello se ha recurrido a la aplicación de diversas técnicas y metodologías que permitieran determinar las características principales de la fracturación en el área y las diferentes etapas tectónicas que han dado lugar al patrón de fracturación registrado en la zona.



De este modo, la caracterización de la fracturación se ha llevado a cabo mediante la realización de una serie de trabajos que han constituido aproximaciones sucesivas al objetivo final. A continuación se describen las diferentes tareas realizadas en esta Tesis cuyo orden coincide con la estructuración de la misma.

1. Recopilación y análisis de la información geológica disponible. La geología de la zona había sido ampliamente estudiada y se disponía de varias cartografías geológicas, a escala 1:50.000 y 1:20.000, a partir de las cuales se confeccionó una síntesis a escala 1:200.000 que ha sido la utilizada en este trabajo. Esta información se ha completado con otros estudios realizados en los bordes de la Cuenca del Duero y Fosa de Ciudad Rodrigo. La descripción geológica y evolutiva del Domo del Tormes se incluye en el capítulo 2, Marco geológico-estructural.
2. Estudio de la macroestructura del área. El análisis macroestructural se ha realizado con apoyo de un Modelo Digital del Terreno de alta resolución, que abarca la zona de estudio y su entorno próximo. A partir de él se interpretó la morfoestructura del área y se obtuvo un Mapa de Lineamientos Estructurales. Esta cartografía se ha analizado de forma conjunta con otra cartografía estructural (Mapa de Fallas), basada en trabajos de campo, interpretación de fotografía aérea e imágenes de satélite. A partir de la información aportada por ambos mapas, se han definido las características principales de la fracturación en la zona. Adicionalmente, se ha recurrido a la gravimetría para analizar los contrastes de densidad en la corteza, que pudieran estar indicando la presencia de grandes estructuras de carácter cortical. La interpretación de la gravimetría se ha realizado con apoyo de las cartografías geológica y estructurales disponibles. Estos trabajos se describen en el capítulo 3, Análisis macroestructural.
3. Análisis mesoestructural. En esta fase se realizaron trabajos de campo con objeto de recopilar información sobre la orientación y cinemática de las fallas a escala mesoscópica. Los datos de campo fueron tratados con Métodos de Análisis Poblacional de Fallas y, a partir de ellos, se han definido una serie de campos de paleoesfuerzos, responsables de la fracturación del área de estudio. Los trabajos de campo, la metodología de Análisis Poblacional de Fallas aplicada y los resultados obtenidos se describen en el capítulo 4, Análisis mesoestructural.
4. Asignación de edades a las diferentes etapas de deformación definidas. Las características geológicas del área, especialmente la escasez de materiales post-hercínicos, dificultaba la asignación de edades a los diferentes tipos de movimientos registrados, por lo que se ha recurrido a diversas herramientas y fuentes de información con objeto de datar los eventos definidos. Así, se ha utilizado la información disponible sobre los sedimentos cenozoicos del área y se ha recurrido a la datación geocronológica mediante K-Ar de varias muestras de arcilla de falla recolectadas en la zona. Estos trabajos se describen en el capítulo 5, Análisis cronológico.



5. Estudio de las deformaciones recientes. Con objeto de completar la información sobre las deformaciones más recientes se han analizado las características geomorfológicas del área, las relaciones entre la fracturación y la red de drenaje y se han estudiado evidencias de deformación en materiales cenozoicos y cuaternarios. Finalmente, se recopilieron las evidencias de actividad sísmica actual y se han interpretado en función de la información disponible. Estos trabajos se incluyen en el capítulo 6, Deformaciones recientes.

Las conclusiones obtenidas en cada uno de los capítulos de la Tesis se discuten y se integran en un capítulo final (capítulo 7, Discusión y conclusiones).

1.3. FUENTES DE INFORMACIÓN

Gran parte de la información y los trabajos previos utilizados como referencia en esta Tesis corresponde a documentación interna de Enresa, procedente de numerosos trabajos llevados a cabo en el área de estudio. Este es el caso de la cartografía geológica y geomorfológica, y de parte de la información gravimétrica. Adicionalmente, las bases topográficas y gravimétricas complementarias han sido cedidas por el IGN a través del proyecto PRIOR.

De forma general, los mapas y figuras de este trabajo están referidos al sistema de coordenadas UTM Huso 29. En los casos en los que se ha tenido que recurrir a otro sistema de representación éste se especifica en el texto y/o en el pie de figura correspondiente.



CAPITULO 2

MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL

2.1. INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOGRÁFICO

Con una superficie aproximada de 500 km², la zona de estudio se centra fundamentalmente sobre la megaestructura hercínica conocida como Domo del Tormes, situada en el NO de la Península Ibérica, en la esquina SO de la provincia de Zamora y NO y centro-oeste de la de Salamanca.

El análisis de la fracturación se ha realizado mayoritariamente en el Domo del Tormes, en el área comprendida entre las cizallas dúctiles hercínicas de Pereruela y Juzbado, situadas al norte y sur respectivamente. No obstante, en el análisis macroestructural y de las deformaciones recientes, esta zona se ha orlado, incorporando estructuras y materiales del entorno próximo que han servido de apoyo para poder realizar una interpretación más regional.

De este modo, el límite norte coincide aproximadamente con el río Duero de dirección NO-SE, hasta la localidad de Pereruela. Hacia el ESE coincide con el contacto entre los materiales del Macizo Hespérico y los de la Cuenca del Duero, y al SE y S con el contacto entre granitoides y metasedimentos con los materiales de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Finalmente, el límite oeste corresponde a la frontera portuguesa que, en la mayor parte del área, viene marcada por el curso del río Duero de dirección NNE-SSO.

Los cursos fluviales más importantes son el río Duero y el río Tormes, que cruza la zona con una dirección aproximada NO-SE y en cuyo cauce se encuentra el embalse de Almendra. En un segundo término estarían los cursos de los ríos Águeda, Huebra y Yeltes.

Las localidades más importantes dentro de la zona de estudio, y a las que se hará referencia en este trabajo, son de norte a sur: Peñausende, Pereruela, Bermillo de Sayago, Fermoselle, Almeida de Sayago, Ledesma, Vitigudino y, en las proximidades, Zamora, Salamanca, Lumbrals y Ciudad Rodrigo (figura 2.1).

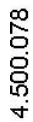
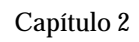


Figura 2.1. Situación de las poblaciones, ríos y elementos geológicos principales sobre la imagen de satélite Lansat de la zona (NASA, 2003).



2.2. ENCUADRE GEOLÓGICO GENERAL

El área de estudio está situada en el NO del Macizo Hespérico, dentro de la Zona Centro Ibérica (Julivert et ál., 1972), en la penillanura salmantino-zamorana, entre las cuencas terciarias del Duero y Ciudad Rodrigo y cerca del límite entre los dominios de pliegues verticales y pliegues acostados (Díez Balda et ál., 1990) (figura 2.2).

Definido por Martínez Fernández (1974) el Domo del Tormes es un complejo plutonometamórfico encajado en materiales de edad Precámbrico superior-Cámbrico (Complejo Esquisto Grauváquico) que se apoyan sobre un basamento gnéisico. Encima reposa, discordantemente, un paquete de metasedimentos indiferenciados datados como Ordovícico-Silúrico (García de Figuerola et ál., 1992) (figura 2.3).

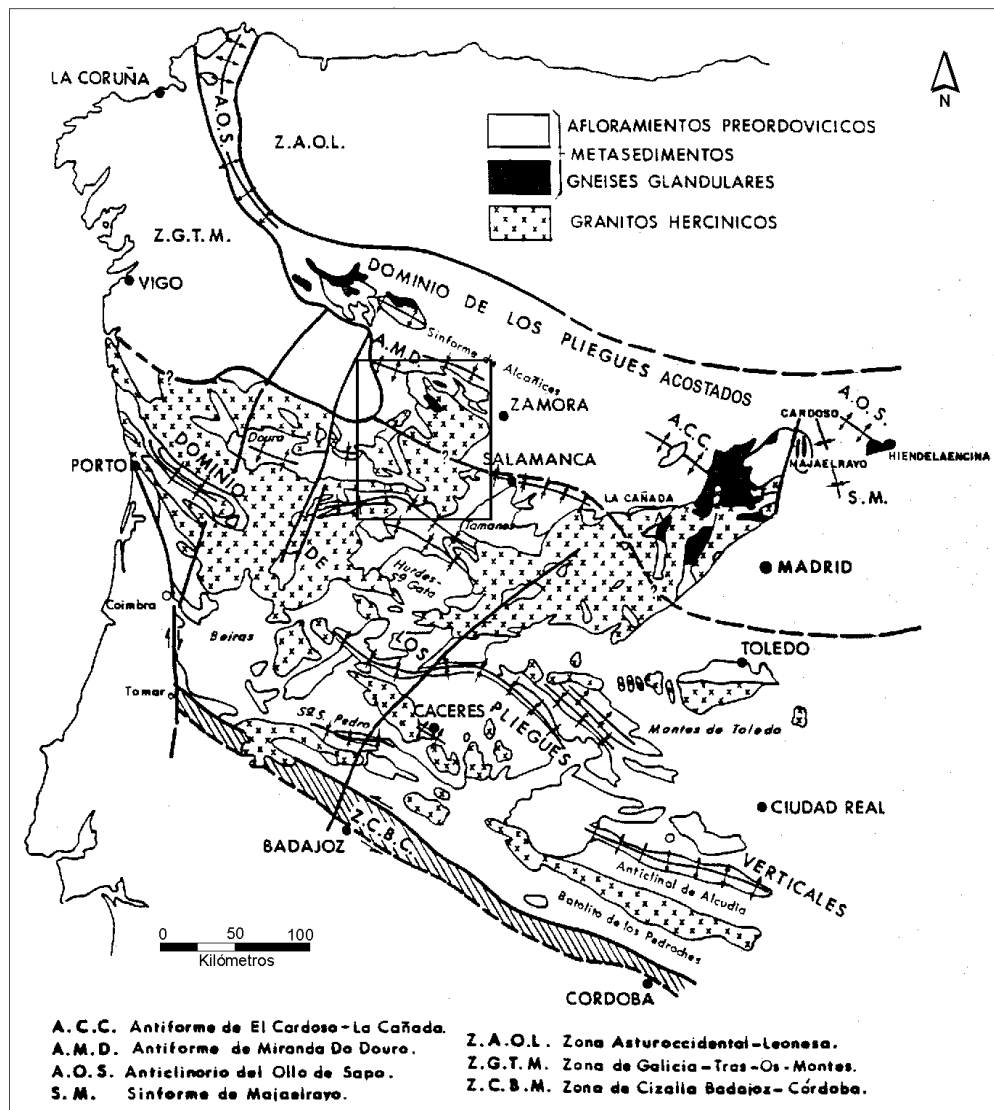
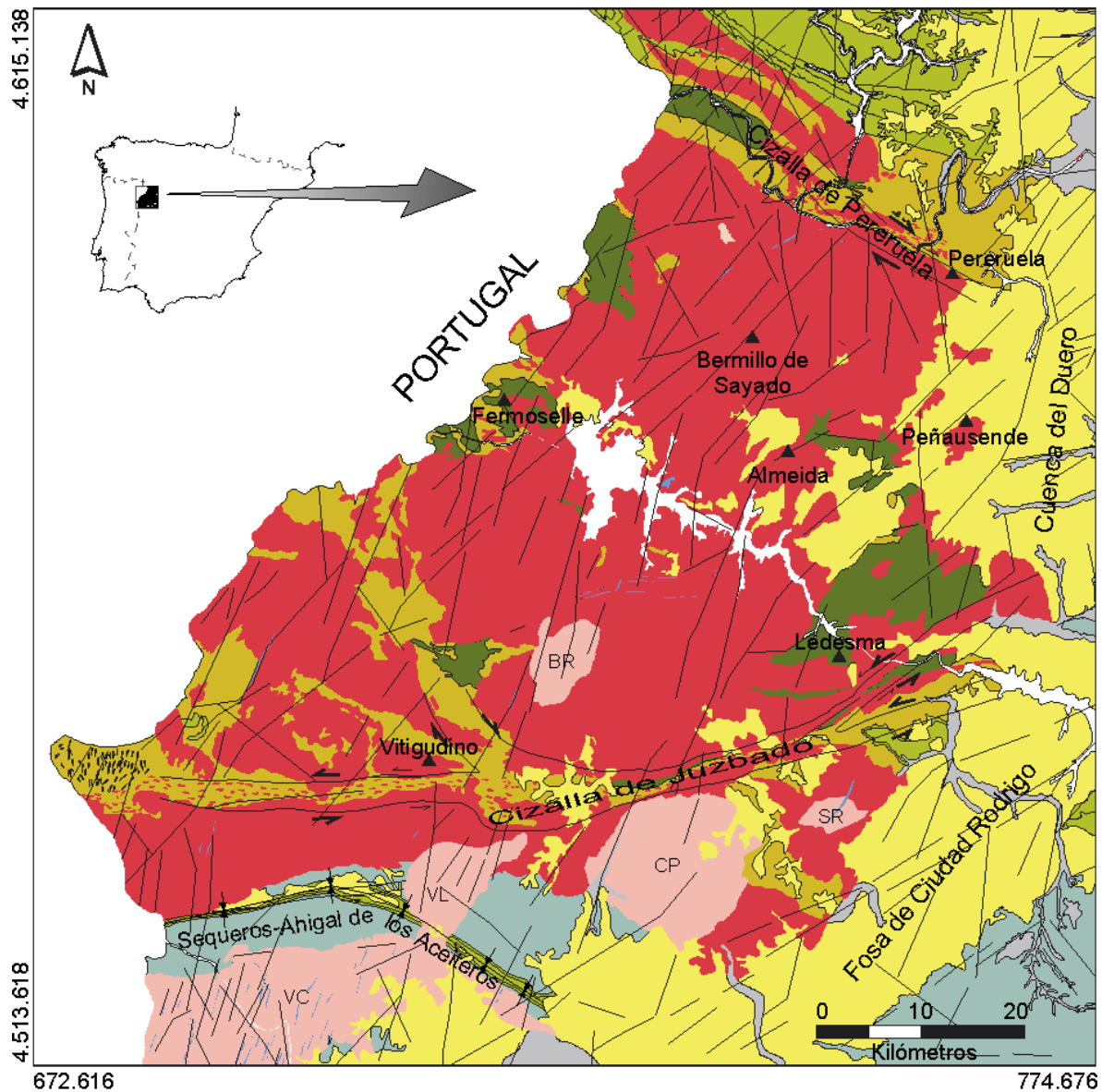


Figura 2.2. Dominios estructurales de la zona Centro Ibérica (modificado de Díez Balda et ál., 1990). La zona de estudio señalizada por un marco.



Esta macroestructura agrupa una serie de granitoides de origen predominantemente anatéctico, limitados al N por la Cizalla de Pereruela y materiales precámbricos (Esquisto Grauváquico), al NE y E por sedimentos de la Cuenca del Duero y al S por la zona de Cizalla de Juzbado, banda de deformación dúctil tardihercínica de dirección E-O a OSO-ENE (figura 2.3).



Leyenda

- | | |
|---|---------------------------------------|
| Cuaternario | Diques de cuarzo |
| Terciario | Diques ácidos |
| Cámbrico inferior | Diques básicos |
| Ordovícico-Silúrico | Granitoides Hercínicos |
| Olla de Sapo y Complejo gnéisicos afines (Pre-Ordovícico) | Granitoides Tardihercínicos |
| Complejo Esquisto Grauváquico (Proterozoico sup.) | Migmatitas y granitoides migmatíticos |
| | Fallas |
| | Sinclinal |
| | Cizalla |

Figura 2.3. Esquema geológico regional de la zona de estudio y situación de los elementos estructurales principales. Macizos graníticos tardíos: Brincones (BR); Cipérez (CP); San Román (SR); Villavieja de Yeltes (VL); Villar de Ciervo (VC).



Petrológicamente, los materiales de la zona de estudio pertenecen a dos grandes grupos: rocas anatécicas predominantemente mesocorticales, localizadas dentro del Domo del Tormes y otras de origen infracortical, que intruyen esencialmente al sur de la Cizalla de Juzbado, fuera de la estructura. Los extensos granitoides anatécicos del domo incluyen una amplia gama de anateixitas que coexisten con *stocks* graníticos más evolucionados (Enresa, 1995).

En el sector sur del dominio, entre la Cizalla de Juzbado y la Fosa terciaria de Ciudad Rodrigo, afloran los macizos graníticos más tardíos, como el de Villar de Ciervo, emplazados en metasedimentos epizonales.

El complejo plutónico está recubierto, en sus sectores meridional y oriental, por sedimentos terciarios y cuaternarios, pertenecientes a las series de la Cuenca del Duero y Fosa de Ciudad Rodrigo.

Desde el punto de vista estructural, la zona presenta una tectónica compleja, con deformación polifásica principalmente desarrollada durante la Orogenia Hercínica y posteriormente afectada por la deformación alpina.

2.3. ESTRATIGRAFÍA

En este apartado se tratan, por un lado, los materiales que constituyen el substrato del área de estudio, que se pueden dividir en dos grandes grupos: Complejos gnéisicos y rocas metasedimentarias, y por otro, los sedimentos del Mesozoico terminal-Cenozoico que rellenan la Cuenca del Duero y la Fosa de Ciudad Rodrigo.

2.3.1. COMPLEJOS GNÉISICOS

Afloran en la zona norte del área y lito-texturalmente pueden dividirse en dos grupos:

- Gneises oclares de grano grueso, leucocráticos y con feldespatos de tendencia alcalina. Se trata de rocas posiblemente ortoderivadas, no pudiéndose descartar su origen vulcano-sedimentario, al menos para algunos niveles tipo "Ollo de Sapo" (Enresa, 1995).
- Gneises de grano fino con una mayor proporción de minerales ferromagnesianos, que se interpretan como rocas paraderivadas.

2.3.2. ROCAS METASEDIMENTARIAS

Los metasedimentos del área se encuadran en los ciclos Cadomiense y Hercínico y comprenden edades que abarcan desde el Proterozoico superior hasta el Carbonífero. Estos materiales reciben un tratamiento muy somero en esta Tesis por no haber intervenido prácticamente en el estudio estructural.



Dentro de las rocas metasedimentarias se han distinguido dos grandes unidades: A) Complejo Esquisto Grauváquico (CEG) y materiales pre-discordancia sárdica; B) Serie de metasedimentos paleozoicos, post-discordancia sárdica (Enresa, 1995).

A) El Complejo Esquisto Grauváquico agrupa extensas y potentes series anteordovícicas en el Macizo Hespérico, más abundantes en la zona centro-oeste, constituidas por una sucesión predominantemente pelítico-arenosa, con intercalaciones locales de rocas conglomeráticas y carbonatadas. Dentro del CEG se han distinguido dos unidades:

1. Unidad Inferior. Se caracteriza por presentar una alternancia de tramos arenosos y pelíticos en distintas proporciones, junto con intercalaciones de conglomerados y otros niveles de aspecto caótico (Rodríguez Alonso y García de Figuerola, 1992).
2. Unidad Superior. Con predominio pelítico, está compuesta por tramos de pizarras negras entre las que se encuentran otros compuestos por alternancias pelítico-arenosas con niveles conglomeráticos de colores claros (Rodríguez Alonso y García de Figuerola, 1992). En la zona de estudio se observa un paso gradual de los metasedimentos de la Unidad Superior a las facies arenosas someras pertenecientes al Cámbrico inferior (Areniscas de Tamames, Díez Balda, 1986).

Los materiales pre-discordancia sárdica son de edad Cámbrico inferior y afloran a lo largo del flanco norte del sinclinal de Tamames y constituyen el sinclinal de Endrinal. En ellos se han definido dos formaciones, Areniscas de Tamames y Calizas de Tamames (Rölz, 1972; García Figuerola y Martínez Gracia, 1972; Díez Balda, 1986).

Las Areniscas de Tamames se disponen concordantemente sobre los materiales del Complejo Esquisto Grauváquico y constituyen una formación compuesta por alternancias de paquetes métricos de areniscas y otros de pizarras arenosas con intercalaciones de areniscas. Su potencia máxima se estima entre 500 y 600 m (Rodríguez Alonso y García de Figuerola, 1992).

Las Calizas de Tamames, en contacto gradual con la formación anterior, son una alternancia de bancos de calizas y dolomías con pizarras y areniscas, con una potencia media de 250 a 500 m (Rodríguez Alonso y García de Figuerola, 1992).

B) Los materiales que integran la serie de metasedimentos paleozoicos post-discordancia sárdica se superponen discordantemente sobre las unidades anteriores y constituyen una serie paleozoica indiferenciada que aflora en los núcleos de sinformas. Situados estratigráficamente encima de la Cuarcita Armoricana, son básicamente cuarcitas ordovícicas y potentes series de carácter lutítico, pizarras arenosas y areniscas, con intercalaciones locales de volcanitas. La edad de esta serie abarca desde el Ordovícico-Silúrico al Carbonífero (Enresa, 1995).



2.3.3. SEDIMENTOS DEL MESOZOICO TERMINAL-CENOZOICO: CUENCA DEL DUERO Y FOSA DE CIUDAD RODRIGO

El presente estudio dedica a estos materiales mayor atención que a los metasedimentos encajantes del complejo plutónico, debido a que han sido utilizados como referencia en dos etapas importantes de apoyo al análisis estructural: A) en el estudio geomorfológico; y B) en la datación de los diferentes sistemas de fracturación frágil detectados en la zona, sobre la base de que el origen y evolución de estas cuencas han estado controlados por sucesivas fases de activación de fallas posthercínicas-alpinas que también dejaron su impronta en el complejo plutónico.

La depresión del Duero es una cuenca continental de antepais que empezó a estructurarse a finales del Cretácico o principios de Paleógeno, limitada por relieves montañosos pertenecientes a cuatro unidades morfoestructurales: sector noroccidental del Macizo Hespérico, el Sistema Central y las Cordilleras Vasco-Cantábrica e Ibérica. Está rellena de depósitos continentales y en su entorno se sitúan varias depresiones menores que se configuran como prolongaciones de la principal; las de Ciudad Rodrigo y Peñaranda-Alba son las más próximas a la zona de estudio.

Estratigráficamente, de muro a techo, en la zona de estudio pueden distinguirse dos conjuntos principales:

- El primero situado en la base, datado como Mesozoico, aflora en los bordes de la Cuenca del Duero y Fosa de Ciudad Rodrigo y está constituido por alteritas y *lehm* caolinítico.
- Encima reposa un segundo conjunto de edad paleógena, constituyente de las grandes unidades de escala regional y dividido en cuatro tramos litológicos: Areniscas Silíceas, Terciario indiferenciado, Unidad Arcósica y Unidad Conglomerática de Retortillo (Enresa, 1995). El origen de este conjunto ha sido relacionado con el desarrollo de los grandes sistemas fluviales que drenaban hacia el interior de la Cuenca del Duero y que a finales del Oligoceno pasaron a tener un carácter exorreico, con drenaje hacia el Atlántico. La Unidad Conglomerática de Retortillo marca el cambio de drenaje.

Por otro lado, en el borde occidental de la Cuenca del Duero y Fosa de Ciudad Rodrigo, Santisteban et ál. (1991, 1996a) han dividido el conjunto paleógeno en cuatro unidades tectosedimentarias: La primera (UTS-MC) (Mesozoico-Paleoceno) comprende una Subunidad Siderolítica y las Areniscas Silíceas; la segunda y la tercera (UTS-P1 y P2) corresponden a las Arcosas Inferiores y a la Unidad Detrítica Intermedia, respectivamente; la cuarta y última de las definidas por dichos autores (UTS-P3) equivale a las Arcosas Superiores y al conglomerado culminante, que anteriormente había sido considerado como una unidad independiente (Unidad Conglomerática de Retortillo) (figura 2.4).



				UNIDADES	LITOESTRATIGRAFÍA	ESPESOR (m)	PALEOCORRIENTES	SECUENCIAS	LÍMITES Y ALTERACIONES
TERCIARIO	NEÓGENO	MIOCENO	PLIOCENO	SERIES OCRE		2-35	↗ ↘	↗ ↘	Alteración Ocre
			MED-SUP			2-50	↗ ↘	↗ ↘	Discordancia
		INFERIOR	SERIES ROJAS		2-50	↗ ↘	↗ ↘	Alteración Roja	
	PALEÓGENO	OLIGOCENO		UTS P3		20-120	↗ ↘	↗ ↘	Discordancia
						30-100	↗ ↘	↗ ↘	Discordancia
		EOCENO	SUPERIOR	UTS P2		30-100	↗ ↘	↗ ↘	Discordancia
			MEDIO			2-40	↗ ↘	↗ ↘	Discordancia
		INFERIOR	UTS P1		2-40	↗ ↘	↗ ↘	Costra dolomítica	
	PALEOCENO	UTS MC		3-70	↗ ↘	↗ ↘	Silicificación		
	CRETÁCICO								
PALEOZOICO									Alteración Laterítica

Figura 2.4. Unidades tectosedimentarias definidas por Santisteban et ál. (1996a) para el conjunto terciario en el borde occidental de la Cuenca del Duero y Fosa de Ciudad Rodrigo.

Sobre los sedimentos paleógenos, en relación con las primeras etapas de incisión fluvial con drenaje ya hacia el Atlántico, afloran sedimentos discontinuos, de pequeño espesor, de origen aluvial-coluvial o coluvial, y que frecuentemente se asocian a formas de glacis.

En el mapa de la figura 2.5 se muestra la distribución, en el área de estudio, de los materiales correspondientes al Mesozoico terminal-Cenozoico.

2.3.3.1. ALTERITAS Y LEHM CAOLINÍTICO DEL MESOZOICO

Afloran con espesores que oscilan entre 10 y 30 m bajo los depósitos paleocenos del borde de la Cuenca del Duero, con un límite superior que viene marcado por la silicificación finimesozoica-paleógena. Las alteritas también reciben el nombre de *Alteración Fundamental* por estar asociadas a la *Superficie o Penillanura Fundamental* de Solé Sabarís (1952).

El estudio de estos materiales mesozoicos adquiere su mayor desarrollo en el borde occidental de la Cuenca del Duero (Corrochano, 1974; Corrochano y Quiroga, 1974; Jiménez, 1982; Blanco et ál., 1982 y Martín Serrano, 1988). En la actualidad afloran fundamentalmente bajo los depósitos paleocenos del borde de dicha cuenca (figura 2.5).

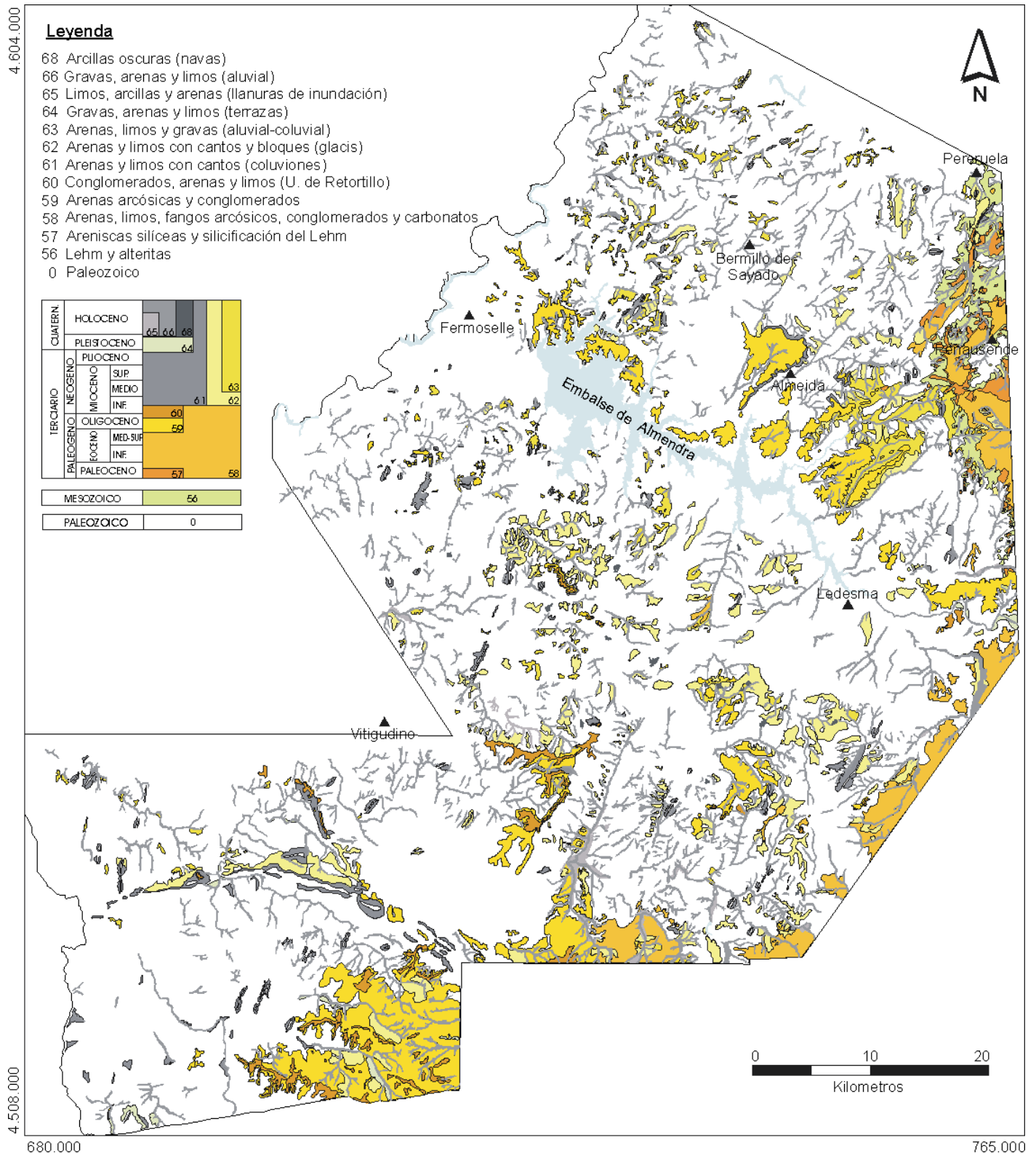


Figura 2.5. Distribución de los materiales del Mesozoico terminal-Cenozoico en el área de estudio (modificado de Enresa 1995).

De acuerdo con el modelo de Martín Serrano (1988), la unidad corresponde a las raíces de un manto de alteración desmantelado en un espesor equivalente a la diferencia de cotas entre la



superficie inicial (nivel de cumbres de las áreas donde existen relieves cuarcíticos) y la *superficie fundamental*, en el momento en que las alteritas eran fosilizadas por los sedimentos silíceos del límite Mesozoico-Paleoceno. El avance descendente del frente de alteración del manto prosiguió a lo largo del Mesozoico, simultáneamente al encajamiento de la segunda superficie en la primera.

2.3.3.2. ARENISCAS SILÍCEAS

Afloran en el borde occidental de la Cuenca del Duero y en algunos puntos del borde norte de la Fosa de Ciudad Rodrigo (figura 2.5).

La unidad equivale a la Unidad Silíceo-Siderolítica (MC) de Santisteban (1998) y comprende dos subunidades, provenientes de la erosión del manto de alteración laterítico (Santisteban et ál., 1991):

- ♦ Unidad Siderolítica, situada en la base y con muy escaso desarrollo dentro del área, está constituida por arenas cuarzosas con numerosas concreciones ferruginosas. Algunos autores sitúan estos materiales en el límite Mesozoico-Cenozoico.
- ♦ Unidad Silícea, con mayor extensión, de composición siliciclástica, tamaño de grano que oscila entre gravas y limos y una marcada cementación por ópalo en todos sus niveles (Bustillo y Martín-Serrano, 1980).

El techo de la unidad MC, se corresponde con una superficie erosivo-estructural desarrollada sobre un perfil de silicificación. Respecto a su edad, existe un único dato directo, una datación mediante K-Ar de las alunitas relacionadas con la silicificación de techo de la unidad, datadas en 58 Ma. (Blanco et ál., 1982). Sin embargo, esta datación corresponde a un proceso diagenético desarrollado a techo de la unidad y previo a la siguiente (datada como Eoceno inferior-medio). Por ello se puede decir que esta unidad es pre-Eoceno, al estar fosilizada por materiales eocenos y afectada por una alteración de edad Paleoceno.

2.3.3.3. TERCIARIO INDIFERENCIADO

El tramo abarca todo el Eoceno y el Oligoceno (Unidad Arcósica) y dentro del Eoceno Santisteban et ál. (1991) y Santisteban (1998) han definido dos unidades, UTS-P1 y UTS-P2, limitadas por tres discordancias (figura 2.4).

La UTS-P1, también denominada “Arcosas Inferiores”, equivalente a lo que en la bibliografía se conoce como “Luteciense Zamorano” (Jiménez, 1973) o a la unidad media de Corrochano (1977), es de composición subarcósica, con gravas, arenas y limos.



Sus facies corresponden a canales y llanuras de inundación y a techo se detectan encostramientos de carbonatos que indican períodos de no-depósito previos a su fosilización por la UTS-P2.

Los restos de peces, quelonios y cocodríleos encontrados en materiales de la UTS-P1 en la provincia de Zamora permiten datar esta unidad como Eoceno inferior (Román y Royo Gómez, 1922; Jiménez, 1977 y 1982).

En la zona de estudio la UTS-P2, también denominada “Unidad Detrítica Intermedia” (Santisteban et ál. 1991), es una unidad fundamentalmente conglomerática con arenas, limos y arcillas con rubefacciones hacia el techo. En la base predomina la cementación dolomítica y en el techo la calcítica. Para esta unidad se dispone de varias dataciones basadas en micro y macromamíferos, quelonios y cocodríleos que abarcan el intervalo desde la base del Rhenaniense (Eoceno medio) hasta el límite Eoceno-Oligoceno (Jiménez, 1982).

Ambas unidades eocenas alcanzan, dentro del área de estudio, un espesor próximo al centenar de metros (Enresa, 1995).

2.3.3.4. UNIDAD ARCÓSICA SUPERIOR Y UNIDAD CONGLOMERÁTICA DE RETORTILLO

Las Arcosas Superiores fosilizan la *superficie fundamental* y se extienden por todo el área de estudio, aunque se concentran principalmente en las inmediaciones y a lo largo del río Tormes hasta las proximidades de la frontera portuguesa (figura 2.5). Son arcosas y subarcosas con granulometría que oscila entre gravas y limos.

La unidad se organiza en cuerpos canalizados, asimilables a sistemas fluviales de alto gradiente, encajados en vallonadas estrechas o bien en zonas más abiertas. Verticalmente muestra una tendencia granocreciente y estratocreciente que ha sido ligada a actividad tectónica contemporánea a su depósito (Enresa 1995).

Polo et ál. (1987) datan, mediante polen, la Unidad Arcosas de Alamedilla, en la Fosa de Ciudad Rodrigo, como Oligoceno. En el área de estudio Santisteban et ál. (1991) la correlacionan con la UTS-P3 y la incluyen dentro del Oligoceno por sus relaciones estratigráficas y geomorfológicas con las unidades tectosedimentarias restantes y con los episodios de alteración situados cronológicamente a escala regional.

A techo de esta unidad arcósica aflora un nivel culminante con expresión morfológica (S_1'), de conglomerados con la misma composición que los de la serie infrayacente, pero muestran una granulometría mucho más grosera (hasta 35 cm).



Martín Serrano (1988) interpreta la Unidad Conglomerática de Retortillo como el punto de inflexión entre las condiciones endorreicas (drenaje hacia el Duero) y exorreicas (drenaje hacia el Atlántico).

Dentro del área de estudio los conglomerados aparecen con morfología tipo raña, pero con una edad más antigua que la mayor parte de las rañas del entorno, ligadas al encajamiento de la red fluvial al final del Neógeno (Martín-Serrano, 1988).

Posteriormente al depósito de esta unidad tuvo lugar un lento encajamiento de la red hidrográfica con depósitos de escaso desarrollo que se describen a continuación.

2.3.3.5. DEPÓSITOS ASOCIADOS AL ENCAJAMIENTO DE LA RED FLUVIAL

Dentro de los depósitos neógenos, los más antiguos corresponden a la Unidad Arcillosa y Conglomerática Roja (IGME, 2000a y b) que equivalen a las Series Rojas de Martín-Serrano (1988) y Santisteban et ál. (1996a) (figura 2.4).

Esta unidad está constituida por lutitas masivas de color rojo intenso con intercalaciones de cantos angulosos de cuarcita, metasedimentos y cuarzo. La fracción arcillosa, producto de la alteración roja, es en parte heredada y en parte diagenética. En el mapa geológico (figura 2.4) esta unidad ha sido englobada junto con los glaciares, por no haber podido ser individualizada en todo el área.

Los coluviones también son depósitos producidos a lo largo del encajamiento fluvial, desde la base del Neógeno hasta la actualidad. En su composición, condicionada por la del zócalo al que recubren, predominan arenas y limos con cantos y bloques de cuarzo, así como otros fragmentos de composición granítica subordinados.

En zonas con pendiente variable, casi siempre asociados a las zonas más deprimidas de los valles, afloran depósitos de tipo aluvial-coluvial, constituidos por arenas y limos con cantos.

En algunos valles principales, a tan sólo unos pocos metros sobre el cauce actual, existe un único nivel de terrazas de espesor generalmente inferior a un metro, constituido por gravas con cantos de cuarzo, granito y metasedimentos, en una matriz limo-arenosa con arcilla (Enresa, 1995).

Las terrazas adquieren mayor desarrollo en relación con el río Tormes, a su paso por el borde oriental del área y borde occidental de la Cuenca del Duero, y el Huebra, a su paso por el Cubo de Don Sancho o al este de Fuente de San Esteban (figura 2.5). Sus materiales conservan las características de los depósitos ocreos definidos y estudiados por Martín-Serrano (1988) en otras localidades.



Los depósitos cuaternarios están en relación directa con los cauces actuales y suelen ser de arcilla con abundante materia orgánica, bien en zonas con drenaje deficiente (navas), o bien en pequeños y escasos conos de deyección, indicativos de las bajas tasas de erosión en la zona. Ocasionalmente, en los cauces principales se desarrollan pequeñas llanuras de inundación (terrazza baja) constituidas por sedimentos limo-arcillosos con lentejones de grava y arena.

Los depósitos cuaternarios más abundantes son de fondo de valle y se distribuyen preferentemente en el sector oriental del área de estudio, mientras que hacia el oeste el mayor encajamiento no propicia su acumulación, salvo en algunos valles principales (figura 2.5). Se trata de sedimentos detríticos de composición esencialmente granítica y granulometría muy variable.

2.4. TECTÓNICA

El Domo del Tormes se configura a favor de los fenómenos plutono-metamórficos que acompañan al levantamiento de la cadena Hercínica en la región. Anteriormente actuaron en la zona fases de deformación antehercínica que han dejado su impronta en los materiales anteordovícicos, en forma de discordancias y pliegues (García de Figuerola et ál., 1992). El presente capítulo se centra en los episodios de deformación hercínica, especialmente en los más tardíos, responsables de parte de la deformación frágil.

El rasgo tectónico predominante de la estructuración hercínica del área es el desarrollo de grandes zonas de cizalla dúctil subverticales, con movimientos de desgarre, tanto dextrosos como sinistrosos. Estas estructuras son tardías respecto a la tercera fase de deformación D_3 . El Domo del Tormes aparece tectónicamente limitado por los dos máximos exponentes regionales de este tipo de estructuras: las cizallas de Juzbado-Penalva do Castelo (sinistrosa) y Pereruela (dextrosa), situadas respectivamente al sur y norte del mismo (Fig. 2.3).

La Cizalla de Juzbado es la estructura regional con mayor envergadura y divide al dominio en dos unidades con características estructurales, metamórficas y magmáticas diferentes, destacando el hecho de que todos los granitos tardíos, excepto el de Brincones, se sitúan al sur de la mencionada estructura. Es una cizalla sinistrosa, con dirección $N70^\circ E$, que puede seguirse a lo largo de unos 150 Km. Produce una milonitización generalizada, presente en unos 1000 m y reconocible por una fábrica S/C plano-linear con superficies subverticales que desarrolla de lineaciones horizontales (Riaza et ál., 1994). A lo largo de unos 2000–4000 m persisten otras fábricas y rasgos estructurales menores asociados, tales como la reorientación de estructuras previas.

Posteriormente, durante el final de la Orogenia Hercínica y el ciclo alpino en el área de estudio actuaron una serie de episodios de deformación frágil (Arthaud y Matte, 1977), responsables de los diferentes sistemas de fracturación, objeto principal de este estudio. Estos episodios



tradicionalmente se atribuyen al período tardihercínico pero están, en general, poco definidos y su asignación cronológica es imprecisa.

2.4.1. DEFORMACIÓN HERCÍNICA

Previamente, es necesario precisar que en los materiales anteordovícicos se reconocen, al menos, dos fases de deformación antehercínicas que desarrollan pliegues sin esquistosidad aparente y sendas discordancias angulares en distintos niveles (Díez Balda et ál., 1990).

La deformación hercínica es polifásica y viene acompañada de metamorfismo y plutonismo, con tres fases principales de deformación y una cuarta (D_4) de menor entidad, de carácter dúctil a dúctil-frágil.

En términos generales, la primera fase dio lugar a pliegues subverticales NO-SE, acompañados de esquistosidad; la segunda desarrolló predominantemente zonas de cizallamiento subhorizontal; y la tercera suaves antiformas y sinformas que pliegan tanto esquistosidades previas como isogradas de metamorfismo (Díez Balda, 1986).

2.4.1.1. PRIMERA FASE (D_1)

En el área de estudio y, en general en la Zona Centroibérica, esta fase se manifiesta como un plegamiento de dirección NO-SE a $N120^\circ E$, a todas las escalas, con sinclinales estrechos separados por amplios anticlinales. De forma coetánea y paralela al plegamiento se desarrolla una esquistosidad subvertical, penetrativa y de tipo *slaty cleavage* (Díez Balda et ál., 1990).

Las grandes estructuras desarrolladas durante esta fase afloran en el sector meridional del dominio, y básicamente son el sinclinal de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros, y el anticlinorio en el que intruye el granito tardío de Villar de Ciervo (Enresa 1995) (figura 2.6).

2.4.1.2. SEGUNDA FASE (D_2)

Da lugar a zonas de cizallamiento dúctil subhorizontal de escala kilométrica, que afloran preferentemente en los núcleos de antiformas de fase III y se caracterizan por una cinemática rotacional con sentido de movimiento hacia el SE. Esta fase alcanza una gran intensidad en las zonas de mayor metamorfismo y se manifiesta tanto en metasedimentos, como en materiales graníticos (Díez Balda et ál., 1990).

Díez Balda et ál. (1990a) define la segunda fase como una banda de cizallamiento subhorizontal de varios kilómetros de espesor e intensidad variable, con un desplazamiento del bloque de techo hacia el SE. Posteriormente, Ares Yáñez et ál. (1995) interpretan ese desplazamiento como un colapso extensional posterior al engrosamiento cortical resultante de la primera fase.

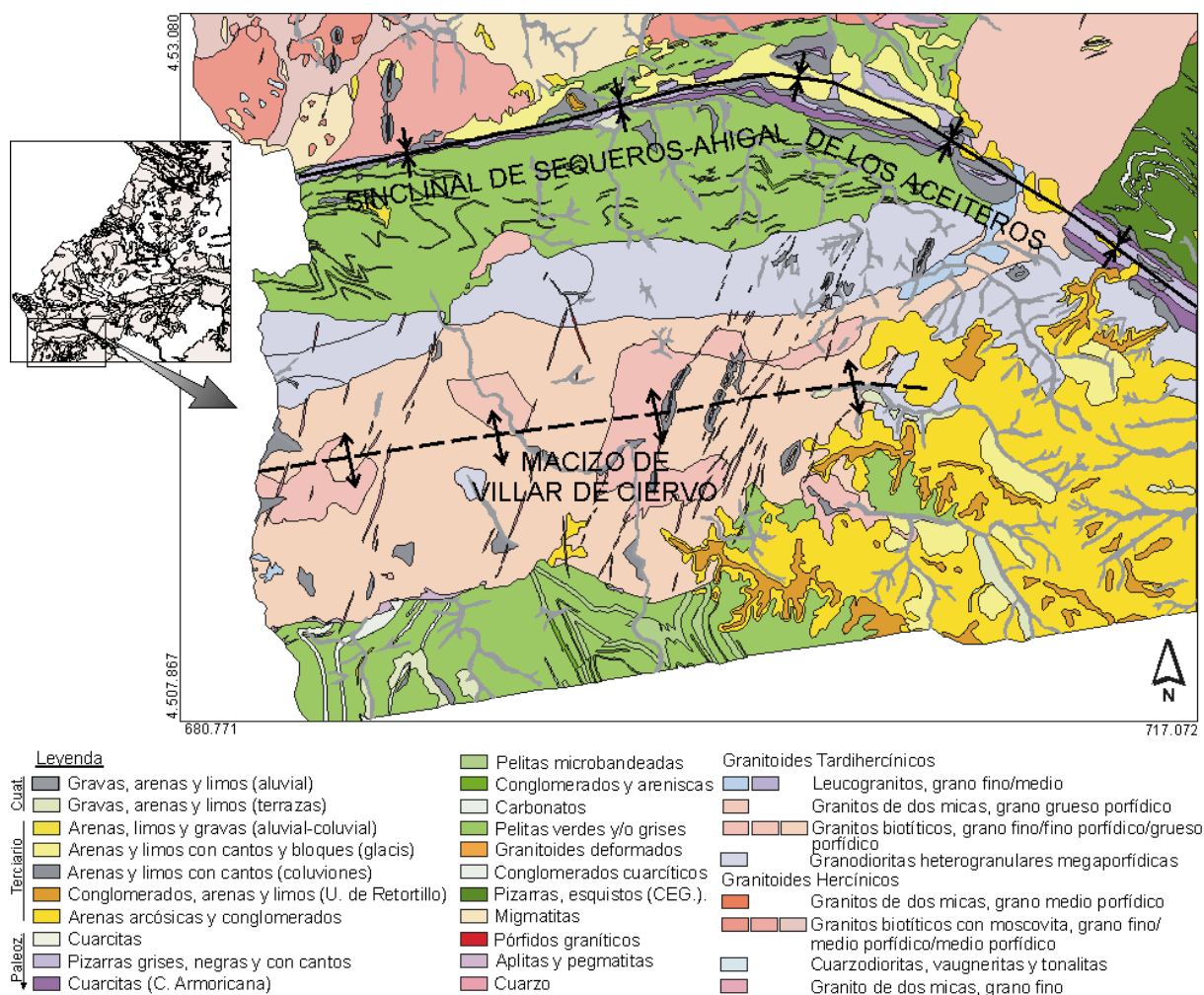


Figura 2.6. Esquema de situación de las estructuras de la primera fase en la zona de estudio.

Dentro del dominio estudiado sólo se ha detectado una fábrica relacionada con esta fase al N y NE del sinclinal de Sequeros-Ahigal (figura 2.6), manifestándose como una foliación muy penetrativa en metasedimentos y ortogneises de grado metamórfico bajo y medio (Enresa 1995).

En los granitos la deformación ligada a la segunda fase se manifiesta como una reorientación de biotitas o bien como una foliación que reorienta globalmente los componentes minerales de la roca.

2.4.1.3. TERCERA FASE (D₃)

En las regiones colindantes, situadas al norte y sur del área de estudio, esta fase da lugar a pliegues muy abiertos, prácticamente de todas las escalas, homoaxiales con los de primera fase. Predominan direcciones N100-120°E y buzamientos próximos a la vertical, con desarrollo de esquistosidad de crenulación superpuesta a la S₂ y, ocasionalmente, a la S₁ (Díez Balda et ál., 1990).



Durante la tercera fase se originan y movilizan la mayoría de las anatexitas de la zona, hecho avalado porque ambas fábricas, relictas y de flujo magmático, aparecen con frecuencia orientadas paralelamente a la esquistosidad regional S_3 . Sin embargo, el emplazamiento y removilización de algunas anatexitas pueden estar ligados a cizallamiento tardío e incluso a episodios posteriores a D_3 , como se verá a continuación.

Varios autores (Iglesias y Choukroune, 1980; Iglesias y Ribeiro, 1981) datan como tardifase III el episodio de cizallamiento dúctil compresivo NNE-SSO que afecta a la mayor parte de las anatexitas y rocas encajantes de la zona. Los principales representantes de este episodio son las cizallas de Juzbado y Pereruela (figura 2.3), desgarres sinistrosos y dextrosos respectivamente, con milonitización asociada.

Villar et ál. (1992) describen la cizalla dúctil de Juzbado-Penalva do Castelo como una estructura hercínica tardía que se superpone a estructuras desarrolladas durante las fases D_1 y D_2 . Partiendo de la base de que en el antiforme de Lumbrerales la migmatización permaneció activa durante la D_3 y que los indicadores de las condiciones metamórficas de la cizalla sugieren un menor grado, los anteriores autores postulan un desarrollo de la cizalla posterior a D_3 .

En su zona de influencia, la Cizalla de Juzbado estira y reorienta estructuras previas, principalmente el sinclinal de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros (figura 2.3 y 2.6), que adquiere una marcada vergencia hacia el SE, mientras que en zonas no afectadas por la cizalla el sinclinal suele tener un plano axial subvertical (Enresa, 1995).

2.4.1.4. CUARTA FASE (D_4)

Las cizallas subverticales originadas durante la cuarta fase tienen dirección N-S a NNE-SSO, aunque localmente desarrollan pliegues de eje vertical y desplazan a pliegues de generaciones anteriores.

Además, dentro de este episodio se desarrollan otras estructuras menores de carácter dúctil y frágil-dúctil, básicamente *kink bands*, pliegues asimétricos y *schlierens*.

Esta fase es responsable de la tectonización del contacto intrusivo del macizo de Brincones, producida por una falla (Falla de Brincones) de dirección $N20^\circ E$ y carácter frágil-dúctil que desplaza el exocontacto unos dos kilómetros en sentido dextroso (figura 2.3 y 2.9).

2.4.2. **DEFORMACIÓN POSTHERCÍNICA**

Debido a la escasez de trabajos específicos, en la zona de estudio la deformación posthercínica no está definida de una forma sistemática. Diversos autores (Díez Balda et ál., 1990; García Figuerola et ál., 1992; Ares Yañez et ál., 1995) hablan de “deformaciones tardihercínicas”, “otras



deformaciones” o “deformaciones tardías” englobando en ellas estructuras con evidencias de ser posteriores a las etapas hercínicas descritas.

En algún caso (IGME, 1990) se habla de un sistema general de deformación tardihercínica que afecta a toda la región Centroibérica, con posteriores reajuegos en la Orogenia Alpina, y se mencionan dos grandes sistemas de fracturas, con dirección N20-70°E sinistrosas, y N120-150°E dextrosas.

De forma general se describen algunas de las estructuras existentes en el área, asociándolas a una fase posthercínica, y se habla de un posterior reajuego alpino de todo el sistema de fallas hercínicas y tardihercínicas, que sufre una reactivación y produce movimientos en la vertical.

El único estudio previo específico que aborda de forma sistemática la cinemática y dinámica de las estructuras frágiles de esta edad en la zona de estudio es el realizado por Enresa (1995, 1996, 1998a y b). Estos estudios, basados principalmente en observaciones cartográficas y geométricas, se centraron en el desarrollo de la fracturación desde sus etapas de deformación dúctil hasta sus diferentes fases de deformación hercínica frágil-dúctil y frágil posterior.

En el ámbito de la fracturación frágil, los diferentes estudios concluyeron con evidencias de diversos episodios de fracturación. En la zona central de Domo del Tormes, se definieron, en orden de antigüedad decreciente, las siguientes etapas de deformación (Enresa, 1996):

- Etapa compresiva de dirección N135°E, con σ_1 en la horizontal, que explica el origen de: A) desgarres sinistrosos N10°E y N40°E, en régimen dúctil-frágil; B) desgarres N110-115°E dextrosos, en régimen de dúctil-frágil a frágil; y C) desgarres N145°E sinistrosos.
- Etapa N-S, pobremente representada en la zona, relacionada con el emplazamiento de diques de cuarzo y a la que también se asocian fallas N35°E de desgarre sinistroso y N135°E de desgarre dextroso.
- Etapa compresiva de dirección N40°E, con σ_1 situado en la horizontal, a la que se le asignan fallas de dirección próxima a NS con movimiento dextroso y N70°E con movimiento sinistroso.
- Etapa terminal distensiva con un tensor asociado en el que σ_1 se sitúa en la vertical, con una extensión triaxial. La cinemática resultante ha sido ligada al reajuego de las estructuras anteriores.

En lo que se refiere a áreas próximas, existen trabajos sobre la fracturación en los que se han descrito diferentes etapas de generación y/o actuación de fracturas y, en algunos casos (Capote et ál., 1987), se han definido los campos de paleoesfuerzos causantes de las mismas.



Molina et ál. (1979) menciona la existencia de disconformidades en las formaciones terciarias que rellenan la Fosa de Ciudad Rodrigo, producidas por movimientos alpinos sobre la superficie de cumbres al sur de la misma.

De acuerdo con Cantano (1982) se observan tres disconformidades: Una entre el basamento y las Areniscas Silíceas del Paleógeno inferior; otra entre las Areniscas Silíceas y los depósitos del Eoceno-Oligoceno, afectados por dos sistemas de fracturación; y una tercera entre las arcosas oligocenas y los materiales neógenos, afectados por una tectónica de fractura, aunque con menor intensidad que los infrayacentes.

Posteriormente Santisteban et ál. (1991, 1996b) y Santisteban (1998) estudian la estratigrafía del borde oeste y suroeste de la Cuenca del Duero y definen una serie de movimientos tectónicos (correlacionándolos con las fases definidas por Brinkmann, 1931) relacionados con las discordancias existentes entre las unidades tectosedimentarias (UTS) descritas previamente (figura 2.4). De forma breve, el modelo evolutivo propuesto por estos autores comienza con el levantamiento del Macizo Hespérico en el Cretácico superior como resultado de la convergencia entre Iberia y Eurasia. Desde entonces hasta el Oligoceno superior-Mioceno inferior, la convergencia se refleja como pulsos compresivos (Paleoceno-Eoceno inferior, Eoceno inferior-Eoceno medio, Eoceno superior-Oligoceno) de orientación NNE-SSO, y a partir del Mioceno el régimen extensional domina la cuenca, causando pequeños escarpes morfológicos y una modificación en los patrones de drenaje de los ríos.

En el Sistema Central, Capote et ál. (1987) definen dos etapas principales de fracturación tardihercínica: la primera, denominada etapa Malagón (M_1), se relaciona con una extensión uniaxial en dirección NS. La cinemática de esta fase es compatible con D_1 y coetánea al emplazamiento de los macizos graníticos más tardíos, en el Pérmico inferior. Estos autores definen un segundo estado tensional dentro de esta misma etapa (M_2), en que el esfuerzo compresivo máximo, con dirección $N100^\circ E$, habría creado dos familias de desgarres conjugados con direcciones $N70^\circ E$ y $N110^\circ E$, ambas representadas en el presente dominio.

2.5. PLUTONISMO

Durante la realización de la presente Tesis, en el marco del proyecto “Síntesis Petroestructural de los Granitoides del Macizo Hespérico” (Enresa, 2000), se llevó a cabo una recopilación bibliográfica para la actualización, con criterios petroestructurales, de la cartografía de las rocas intrusivas del área de estudio. A partir de esta información se confeccionó un mapa de síntesis a escala 1:200.000, que se ha utilizado como base para la descripción de las rocas plutónicas del área (Figura 2.7).

Las rocas graníticas adquieren un gran desarrollo en el presente dominio, sobre todo al norte de la Cizalla de Juzbado (Figura 2.7), donde constituyen la megaestructura de origen anatético denominada Domo del Tormes (Martínez Fernández, 1994, 1977), en la que se han centrado la



mayoría de los estudios realizados en esta Tesis. Al sur de la cizalla, fuera del domo, afloran los granitoides más tardíos.

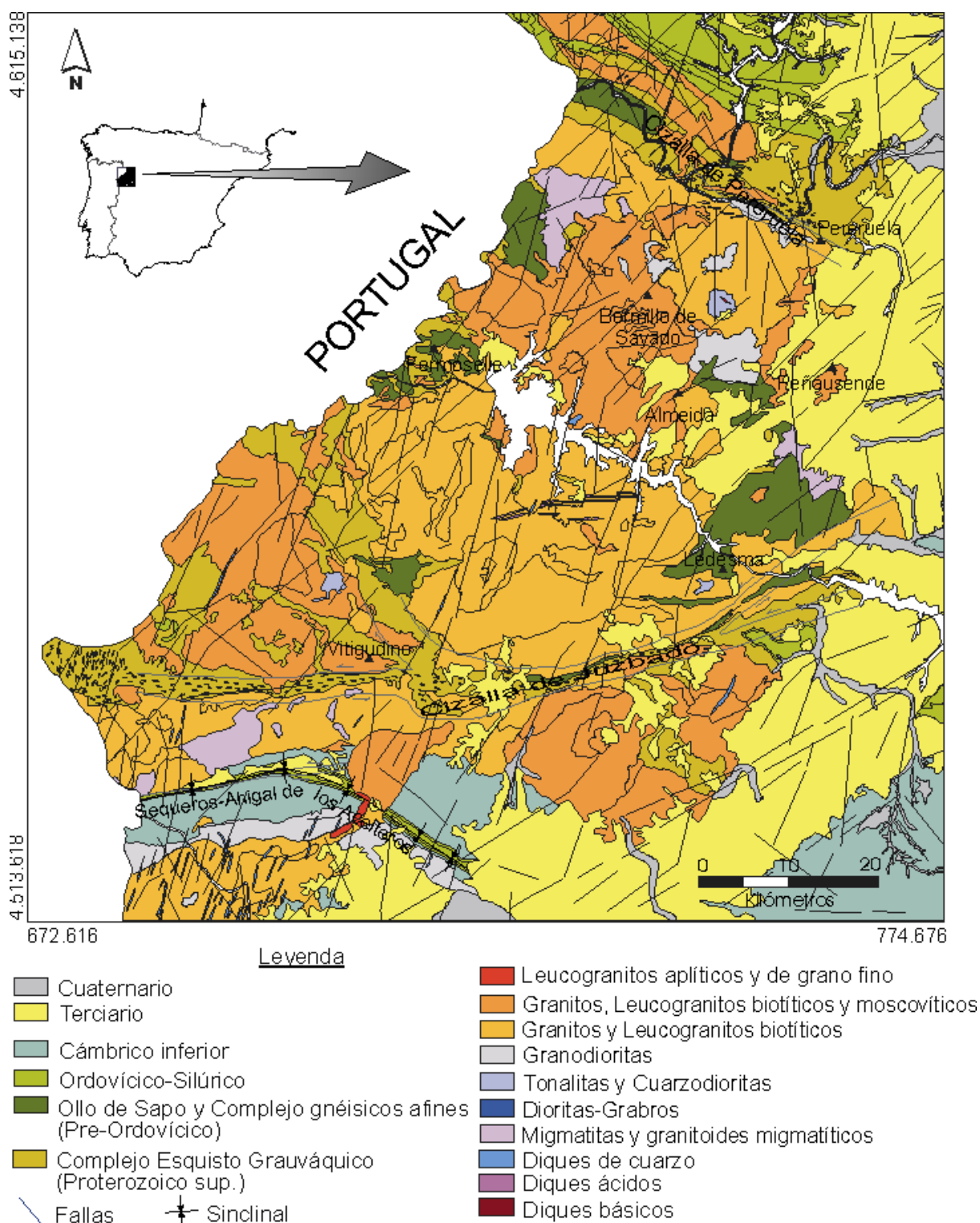


Figura 2.7. Mapa geológico de síntesis (modificado de Enresa, 2000).



Litológicamente, los términos que afloran en la zona oscilan desde leucogranitos a gabros, pasando por granitos de dos micas, granitos biotíticos, granodioritas, tonalitas, y cuarzodioritas. Estos granitos han sido objeto de numerosos esquemas de subdivisión (López Plaza y Carnicero, 1987; López Plaza y Gonzalo, 1993; Enresa, 1995, 1996, 1998a y b), basados en combinaciones de varios tipos de criterios (petrológicos, estructurales, relaciones con la roca de caja, entre otros), frecuentemente con apoyo geoquímico. No obstante, el carácter predominantemente estructural del presente estudio ha determinado que se omita profundizar sobre estos sistemas de clasificación.

A continuación se describen los diferentes grupos litológicos graníticos y, como apoyo, en la figura 2.8 se muestra la situación de los macizos graníticos presentes en el área, a los que se irá haciendo referencia en la descripción de las facies.

2.5.1. GRANITOIDES PREHERCÍNICOS

Estos granitoides comprenden una serie de unidades con características de emplazamiento profundo que intruyen en zonas generalmente de alto grado de metamorfismo regional, correspondiente a la zona de feldespatos potásico-sillimanita. En la figura 2.7 estos cuerpos quedan englobados bajo el término: “Ollo de Sapo y Complejos gnéisicos afines”.

Básicamente son ortogneises glandulares, granitoides migmatíticos y granitoides heterogéneos con una considerable diversidad de facies, potenciada por la migmatización. En general, son rocas cuarzofeldespáticas mesocratas, de grano grueso, con una marcada textura foliada porfiroclástica que llega a desaparecer en las zonas donde se produce intensa migmatización-granitización (Enresa, 2000).

De su edad, únicamente puede afirmarse que son anteriores a la primera fase de deformación hercínica (D_1), dado que muestran una esquistosidad de esa fase.

2.5.2. GRANITOIDES HERCÍNICOS

A este grupo pertenecen la mayor parte de los cuerpos graníticos presentes en el área de estudio (figura 2.3). Basándose en su nivel de emplazamiento, existe un alto grado de consenso entre los investigadores sobre la distinción de dos grandes grupos:

Un Grupo I con características de emplazamiento meso-catazonal, que intruyen en áreas de metamorfismo regional de grado medio o alto, correspondiente a la zona de la andalucita-cordierita o superior.

Un Grupo II que agruparía unidades con características de emplazamiento epizonal, con aureolas de metamorfismo bien definidas, en su mayoría intruidos en zonas con bajo grado de metamorfismo regional, de facies de esquistos verdes o inferior.



Partiendo del esquema tectónico polifásico descrito anteriormente, el primer grupo sería pre a sin-cinemático con la fase D_3 y el segundo tardi a post-cinemático respecto a la misma fase.

Sin embargo, criterios de campo (Enresa, 1995, 1996, 1998a y b) han permitido un ajuste más fino respecto al orden de entrada de los diferentes granitoides en la cadena hercínica, diferenciándose los siguientes subgrupos:

- ✓ Emplazamiento pre-sin Fase D_2
- ✓ Emplazamiento sin-tardi Fase D_3
- ✓ Granitoides Tardihercínicos

A continuación se describen las características principales de cada uno de los subgrupos.

2.5.2.1. EMPLAZAMIENTO PRE-SIN FASE D_2

Comprende un conjunto de cuerpos graníticos de morfología laminar, intensamente deformados, con una fábrica deformativa característica de la segunda fase que genéricamente se podría catalogar como una gneisificación.

El grupo de los granitoides pre-sin D_2 abarca rocas de composición muy parecida, con variaciones texturales desde finas hasta megaporfídicas y mineralógicas que evidencian diferentes grados de evolución magmática, con profusión de moscovita, turmalina y feldespato alcalino.

Litológicamente, en la zona se han diferenciado los siguientes términos: granitos de dos micas de grano fino; leucogranitos turmaliníferos de grano fino; granitos de dos micas de grano medio-grueso; granitos de dos micas turmaliníferos de grano grueso (figura 2.10).

Los cuerpos asignados a este grupo constituyen los macizos de Doñinos-Ledesma y Ardonsillero que afloran en la parte suroriental del área, en las proximidades de los macizos tardíos de Cipérez y San Román (figura 2.8).

La fábrica plano-linear predominante es protomilonítica o milonítica, de dirección $N100-140^\circ E$, frecuentemente subhorizontal o con planos de cizalla buzando entre 20° y 50° . Las relaciones de planos S/C ponen de manifiesto una componente cabalgante y, ocasionalmente, esta fábrica aparece plegada por D_3 (Enresa, 1995).

2.5.2.2. EMPLAZAMIENTO SIN-TARDI FASE D_3

La tercera fase de deformación opera durante un amplio intervalo que abarca desde las etapas iniciales de migmatización hasta el emplazamiento y consolidación de las anatexitas alóctonas más tardías.

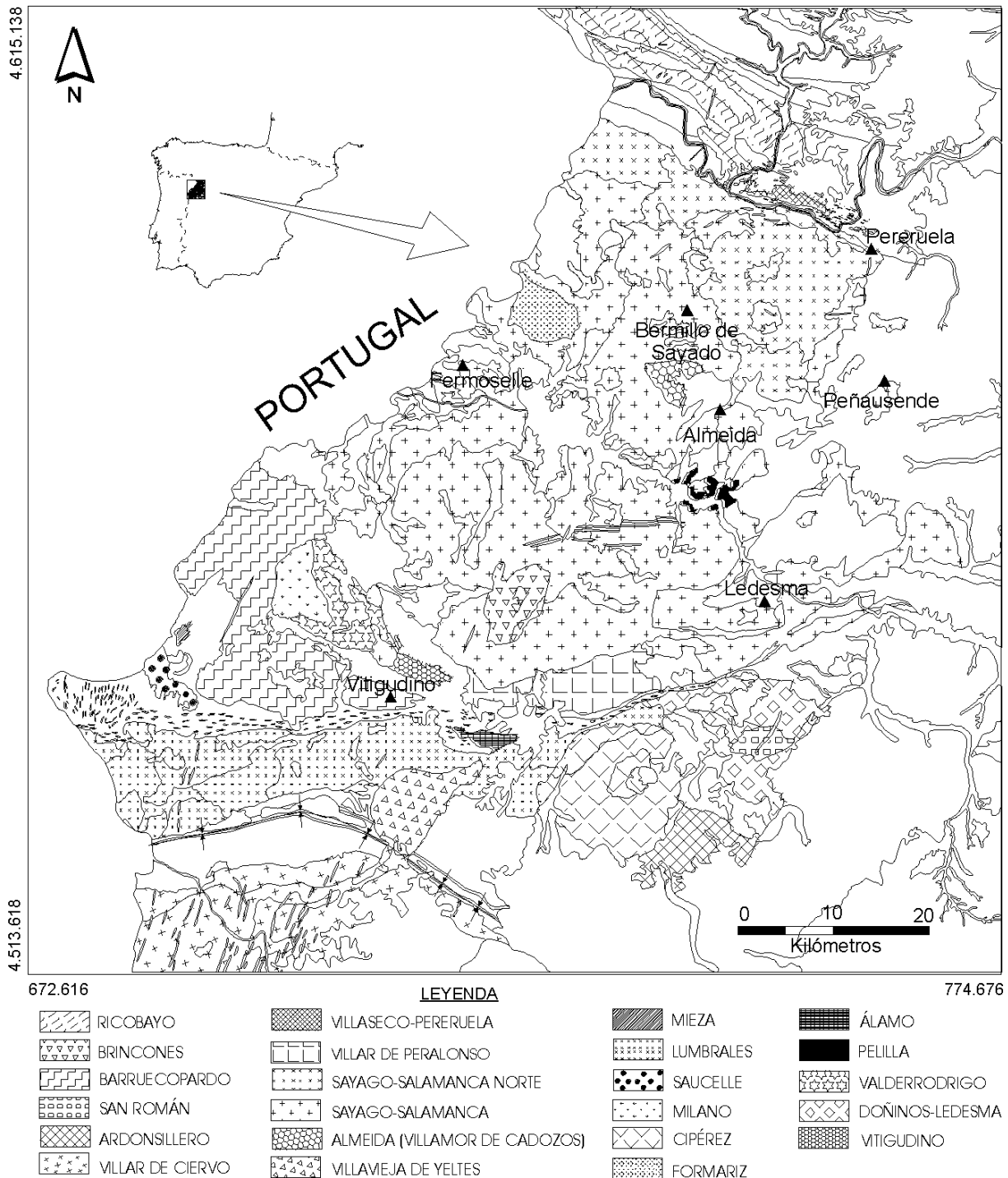


Figura 2.8. Denominación de los Macizos graníticos de la zona de estudio.

Esta etapa lleva asociado un acortamiento N-S a NNE-SSO y durante este período se emplazan las grandes masas de anatexitas del domo, situadas esencialmente entre las cizallas de Pereruela y Juzbado, al norte y sur respectivamente, y bordeadas por pelitas y gneises migmatitizados (figura 2.3).



El protolito de este conjunto anatético estaría constituido por materiales del Complejo Esquisto Grauváquico y de los Complejos gnéisicos circundantes, estructuralmente situados en los niveles más bajos del orógeno.

Dentro del grupo de rocas anatéticas, con términos intermedios y predominantemente ácidos, pueden distinguirse, en orden de acidez creciente: granodioritas, tonalitas, cuarzodioritas, vaugneritas, cuarzosenitas, granitos biotíticos, granitos cordieríticos, granitos biotíticos con moscovita, granitos de dos micas y leucogranitos.

A continuación se describen las facies más extendidas en la zona de estudio.

▪ **GRANODIORITAS Y ROCAS INTERMEDIAS**

Dentro de este grupo se han incluido un conjunto de rocas de composición granodiorítica, las más abundantes, y otro bajo la denominación de tonalitas y cuarzodioritas (figura 2.7).

Las rocas intermedias de composición tonalítica y cuarzodiorítica, suelen aflorar en las zonas centrales y periféricas de los granitos biotíticos megaporfídicos meso-catazonales, muy frecuentemente como enclaves; en menor medida se asocian a granitos meso-catazonales de dos micas. La dimensión de los enclaves suele ser inferior a los cien metros, tratándose en su mayoría de masas de tamaño métrico a decamétrico.

Como minerales principales contienen plagioclasa, biotita, y cuarzo y, a menudo, anfíbol y feldespato potásico. Su textura suele ser de grano medio-fino y, menos frecuentemente, de grano medio. Son equigranulares o microporfídicas con fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa, biotita y cuarzo.

Las granodioritas frecuentemente aparecen como elementos de transición tanto a tonalitas como a granitos biotíticos. Son biotíticas, con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como minerales principales, y textura de grano fino a grueso, tanto equigranular como porfídica.

Las edades obtenidas para el grupo de las granodioritas y granitos monzoníticos de megacrístales pertenecientes a la serie calcoalcalina oscilan entre 307 ± 4 Ma. y 312 ± 7 Ma. (Martínez Fernández, 1974a).

▪ **GRANITOIDES CORDIERÍTICOS (GRANITO DE PELILLA)**

Afloran en el sector centro-norte de la zona (figura 2.8) y son granitos de emplazamiento relativamente profundo que alcanzan la isograda de la andalucita-cordierita o incluso la de la sillimanita-feldespato potásico (López Plaza y Carnicero, 1987).



Litológicamente, son granitos de dos micas con cordierita de grano grueso y tonalidad azul celeste cuando no está alterada. Su textura es equigranular y contienen abundantes restitas de naturaleza biotítico-sillimanítica.

Respecto a su estructura interna, destaca una fábrica relacionada con flujo magmático, marcada por la orientación de enclaves. Al oeste, los enclaves definen una fábrica de dirección aproximada E-O que en la parte central cambia a NE-SO (Enresa, 1996).

▪ GRANITOS Y LEUCOGRANITOS BIOTÍTICOS

Como puede apreciarse en la figura 2.7, ocupan una gran extensión en todo el dominio, son principalmente monzogranitos y sienogranitos de dos micas, con biotita predominante sobre moscovita, a los que con mayor frecuencia se asocian los enclaves de composición intermedia. Son muy frecuentes las transiciones a granitos de dos micas y menos a granodioritas biotíticas.

Su mineralogía está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como minerales principales, a los que ocasionalmente se suman cordierita y moscovita. Su tamaño de grano fluctúa entre muy fino y grueso y su textura varía de equigranular a megaporfídica.

Aunque son relativamente homogéneos composicionalmente, durante los estudios realizados por Enresa (1995, 1996) se diferenciaron en campo toda una serie de términos dentro de este grupo de granitoides en función de una mayor o menor abundancia de determinados minerales; de criterios texturales y estructurales; o relaciones de intrusión. A continuación se resaltan de manera esquemática los aspectos estructurales más sobresalientes de cada uno de los tipos.

– Granitos biotíticos de grano grueso con moscovita

Son básicamente anatéticos y corresponden a gran parte de las rocas integradas en el macizo de Sayago-Salamanca Norte (figura 2.8) bajo la denominación "granitos de dos micas de grano grueso".

En estos granitos se observan tres tipos de estructuras: una fábrica heredada, más evidente en las metatexitas; una fábrica primaria de tipo fluidal; y una fábrica sobreimpuesta asociada a bandas de cizalla (Enresa, 1995).

– Granitos biotíticos megaporfídicos

Afloran a lo largo de una banda de dirección NO-SE paralela a la esquistosidad principal de los materiales metamórficos.

Se caracterizan por poseer una fábrica magmática fluidal difícil de separar de la foliación heredada de la esquistosidad original del protolito, fábrica desarrollada miméticamente a partir



de superficies previas, S_1+S_2 , a la que se asocian estructuras mesoscópicas heredadas del tipo *schlieren* restíticos (Enresa, 1995).

Localmente están afectados por cizallas tardicinemáticas dúctil-frágiles con desarrollo de fábrica plano-lineal con estructuras S/C. Los planos C tienen una dirección N110-130°E y vienen acompañados de una lineación subhorizontal (Enresa, 1995).

– Granitos biotíticos de grano medio-grueso con moscovita y textura porfídica

Característicos por poseer muy frecuentemente una orientación de origen primario N135°E a N160°E, marcada por fenocristales de feldespato potásico y láminas de biotita.

Esta facies ha sido deformada por una cizalla frágil-dúctil que desarrolla una fábrica milonítica S/C, en la que los planos tienen una orientación N90°E y buzamiento 70°N (Enresa, 1995).

– Granitos biotíticos de grano medio con moscovita

Aunque de composición análoga a los anteriores, se han diferenciado dos tectofacies en función del desarrollo superficial y grado en que aparece marcada la fábrica deformativa impuesta por la Cizalla de Juzbado (Enresa, 2000):

Facies del Álamo, incorporada a la zona de cizalla y, por tanto, con una foliación milonítica subvertical muy extendida y penetrativa, compatible con la cinemática de dicha estructura.

Facies Lumbrales, sobre la que la cizalla ha ejercido menor influencia y donde la fábrica local está generalmente menos marcada.

– Granitos biotíticos de grano fino-medio con moscovita

Esta unidad se encuentra dentro de los macizos de Sayago-Salamanca, Villar de Peralonso y Lumbrales (figura 2.8); bien como facies granítica única o bien asociada a otras facies.

Se trata de monzogranitos de dos micas, con moscovita accesoria, frecuentemente secundaria y originada a partir tanto de feldespatos como de biotita. Su tamaño de grano es variable, de medio a fino, aunque aumenta en los sectores más heterogéneos (Enresa, 1995).

▪ **GRANITOS DE DOS MICAS**

Son mayoritarios en la zona y afloran principalmente en el sector norte, a veces en transición con granodioritas biotíticas (figura 2.7).



Tienen como minerales principales cuarzo, feldespato potásico (normalmente microclina pertítica), plagioclasa (albita-oligoclasa) y moscovita, a los que a menudo se suman biotita y, ocasionalmente, cordierita. El grupo comprende todo el abanico de tamaño de grano de fino a muy grueso y las texturas varían de equigranulares a megaporfídicas (Enresa, 1995).

Los diferentes términos se clasifican principalmente como sienogranitos y leucosienogranitos de dos micas; también son frecuentes los sienogranitos moscovíticos, con o sin biotita accesoria.

En campo se diferenciaron los siguientes tipos (Enresa, 1995, 1996):

– Granito de dos micas de grano grueso

Tiene una fábrica N100°-130°E, marcada por la orientación de fenocristales de feldespato potásico y, en menor medida, por láminas de biotita. Esta unidad está afectada localmente por cizallas dúctil-frágiles que dan lugar a una foliación tectónica.

– Granitos de dos micas de grano medio

Están afectados por una fábrica planar de dirección N90-120°E con buzamiento de 20-70°S, definida por la orientación de biotita y, en menor medida, de moscovita y feldespato. Se trata de una fábrica heredada, subparalela a la de la roca de caja, y localmente plegada.

Además de la fábrica mencionada, las rocas contienen otra subhorizontal de origen tectónico formada por aplastamiento contemporáneo al emplazamiento.

– Granitos de dos micas de grano fino

Este término litológico-textural incluye materiales pertenecientes a dos macizos con contornos bien definidos, los de Formariz y Villamor de Cadozos (figura 2.8), además de otra serie de materiales anatéticos situados al sur de Muga de Sayago.

Macroestructuralmente, los dos macizos considerados representan cuerpos circunscritos afectados por una foliación interpretada como heredada de una macroestructura de tercera fase. El macizo de Formariz además está afectado en su borde suroriental por una zona de cizalla dúctil sinistrosa de escaso desarrollo y dirección N40-60°E.

2.5.2.3. GRANITOIDES TARDIHERCÍNICOS

Dentro de este grupo se han incluido los cuerpos plutónicos con evidencia de emplazamiento posterior a D₃, que cortan de forma neta a estructuras de esta generación e intruyen a los granitoides anatéticos previamente descritos. De acuerdo con los datos geológicos disponibles, estos granitos se relacionan con la cuarta fase de deformación Hercínica (D₄) hecho avalado por



la concordancia de las líneas de flujo de su fábrica magmática con las estructuras de esta fase (Enresa, 1995).

En su mayoría son macizos circunscritos con contornos a menudo circulares o elípticos. En el área de estudio afloran, por un lado, cuatro *stocks* graníticos circunscritos, los macizos de Brincones, Cipérez, San Román y Villavieja de Yeltes; y por otro, la unidad de Villar de Ciervo, parte integrante del batolito de Guarda (figura 2.3 y 2.8). A excepción del macizo de Brincones, todos los granitos de este grupo afloran al sur de la Cizalla de Juzbado, sellan la estructura al nivel de erosión actual, y no contienen fábrica dúctil o dúctil-frágil.

El rango composicional de este grupo oscila desde rocas básicas a granitos con feldespato alcalino. Litológicamente se han detectado los siguientes términos, en orden de acidez creciente: granodioritas, tonalitas y cuarzdioritas; granitos biotíticos; y granitos de dos micas (Enresa, 1995, 1998a y b).

A continuación se describen brevemente las unidades asignadas a este grupo.

2.5.2.4. MACIZO DE BRINCONES

Está situado al norte de la Cizalla de Juzbado, con relaciones de contacto intrusivas con los granitoides hercínicos del Complejo de Sayago-Salamanca en los que se emplaza (figuras 2.3, 2.8 y 2.9).

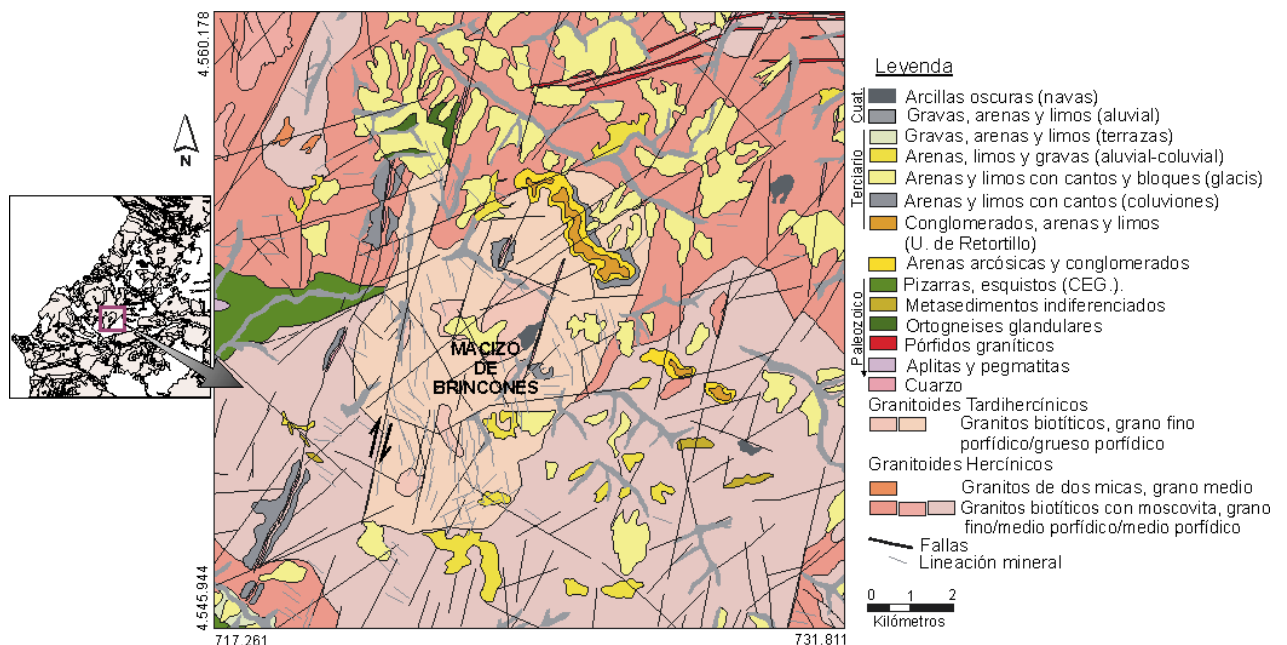


Figura 2.9. Mapa geológico del macizo de Brincones (modificado de Enresa, 1995).



Está constituido mayoritariamente por un granito biotítico de grano grueso, localmente con textura porfídica, y por pequeños asomos de granitos biotíticos de grano fino con tendencia porfídica menos acusada. El contacto entre estas facies graníticas es de tipo gradual.

En su parte occidental, el contacto intrusivo ha sido tectonizado por la Falla de Brincones, de dirección N20°E, que desplaza el exocontacto unos dos kilómetros en sentido dextroso. Las estructuras S/C desarrolladas por este accidente permiten situar el ámbito de la deformación en la transición frágil-dúctil. Esta estructura se interpreta como contemporánea con la cuarta fase de deformación hercínica (D₄).

2.5.2.5. MACIZOS DE CIPÉREZ Y SAN ROMÁN

Se trata de dos cuerpos circunscritos, situados a unos 15-20 Km al SE del macizo anterior, catalogados como postcinemáticos, con contactos intrusivos netos sobre el encajante y un zonado litológico característico (figuras 2.3, 2.8 y 2.10).

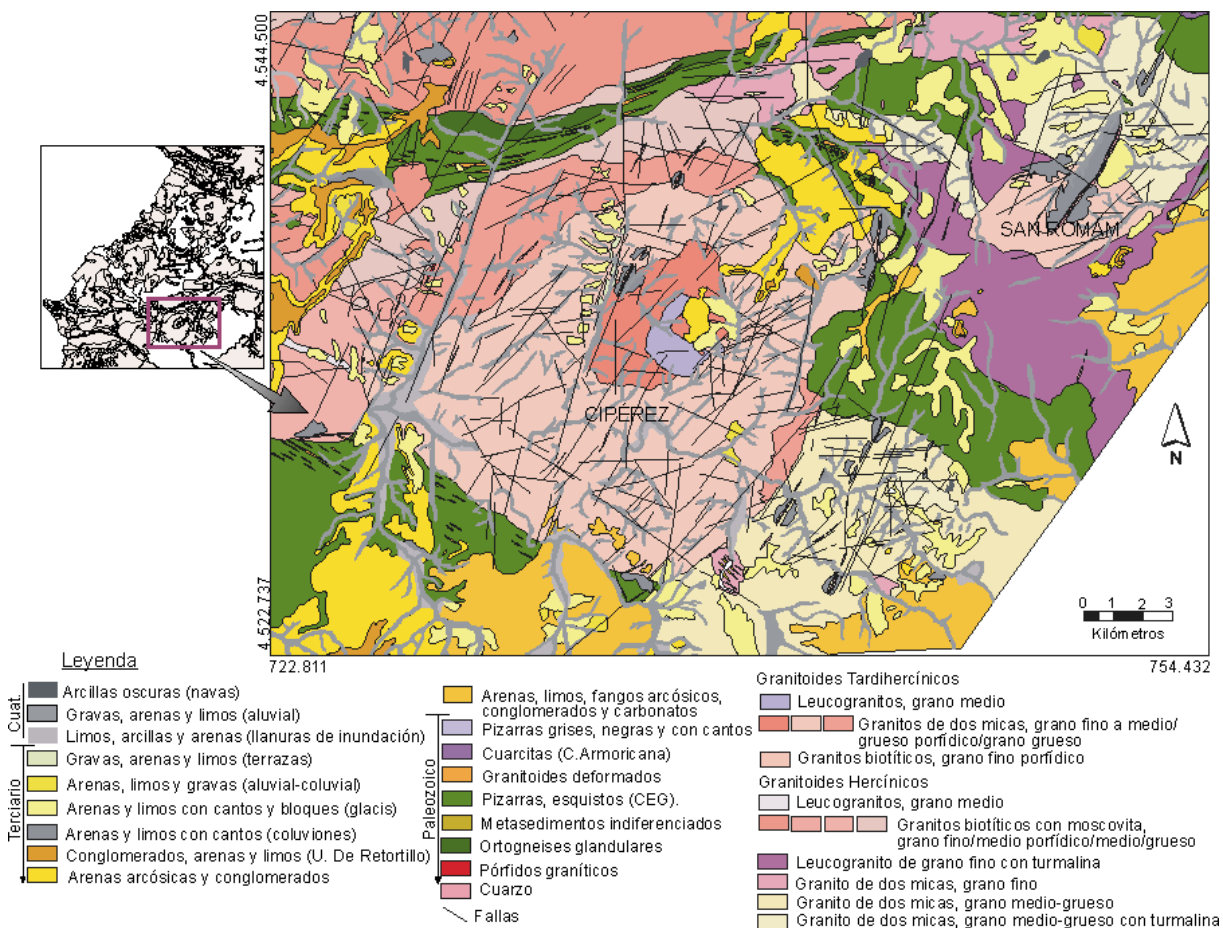


Figura 2.10. Macizos tardíos de Cipérez y San Román (modificado de Enresa, 1995).

El macizo de Cipérez es petrológicamente el cuerpo más diferenciado del área de estudio y está compuesto por varias unidades graníticas dispuestas de forma groseramente concéntrica. Desde



el exocontacto hacia el interior se pueden apreciar las siguientes facies: granito de dos micas de grano grueso; granito de dos micas de grano grueso porfídico; granito de dos micas de grano fino-medio; y leucogranitos moscovíticos (Enresa, 1995).

El macizo de San Román está constituido por un granito de dos micas de grano grueso porfídico. Al igual que en el macizo de Cipérez, la única anisotropía presente con cierto desarrollo superficial está relacionada con mecanismos de flujo magmático. Tiene una dirección predominante próxima a NS y está definida por la orientación de biotitas y fenocristales de feldespato.

De manera local se ha detectado fábrica deformativa sobreimpuesta, de carácter frágil a frágil-dúctil (Enresa, 1995). El macizo de Cipérez está afectado, en su mitad occidental, por fracturas de orientación NNE a NS que desplazan los contactos, indicando un sentido de movimiento sinistoso (figura 2.10).

2.5.2.6. MACIZO DE VILLAVIEJA DE YELTES

Aflora en el sector norte sobre la banda de Cizalla de Juzbado. Tiene una forma cartográfica característica subcircular con una protuberancia en su extremo NE, precisamente sobre la mencionada cizalla (figuras 2.3, 2.8 y 2.11).

Está en contacto gradual con el macizo de Villar de Ciervo y encaja en metasedimentos en los que intruye de forma neta y discordante.

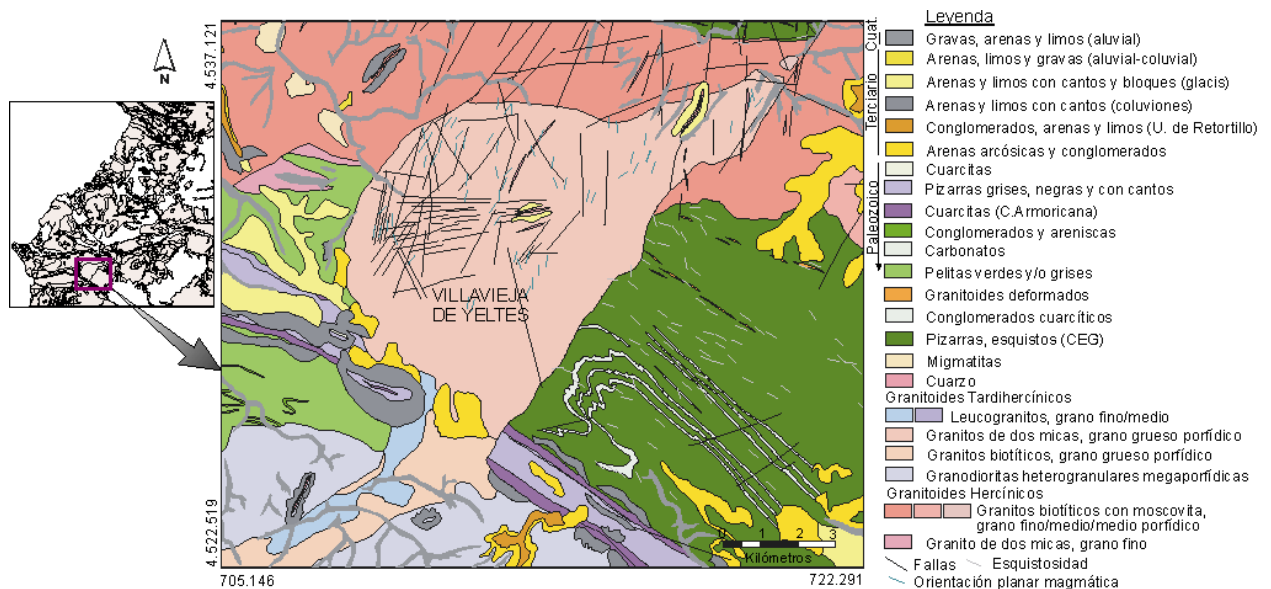
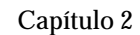


Figura 2.11. Macizo tardío de Villavieja de Yeltes (modificado de Enresa, 1995).

El rasgo estructural más significativo de este cuerpo es que intruye y sella la Cizalla de Juzbado. La protuberancia apreciable en su parte NE y la geometría rectilínea del contacto suroriental, con



Como los anteriores, fue clasificado como postcinemático respecto a la tercera fase de deformación hercínica (D_3), y su fábrica predominante es de origen fluidal-magmática, marcada por la orientación de fenocristales de feldespato y, en menor medida, micas. El hecho de que esta fábrica lineal o plano-lineal normalmente tenga una dirección próxima a N-S ha sido interpretado como la respuesta a un emplazamiento contemporáneo a la cuarta fase de deformación hercínica (D_4) (Enresa, 1995).

Situada en el extremo suroccidental del dominio, esta unidad no constituye un macizo propiamente dicho, sino que abarca un sector del batolito de Guarda que aflora con gran extensión en Portugal. Sus materiales intruyen con contactos netos y subverticales en metasedimentos del Complejo Esquisto Grauváquico (figuras 2.3, 2.8 y 2.12).

Legenda

<p>Cuati.</p> <ul style="list-style-type: none"> Gravas, arenas y limos (aluvial) Gravas, arenas y limos (terrazas) Arenas, limos y gravas (aluvial-columial) <p>Terciario</p> <ul style="list-style-type: none"> Arenas y limos con cantos y bloques (glacis) Arenas y limos con cantos (coluviones) Conglomerados, arenas y limos (U. de Retortillo) Arenas arcósicas y conglomerados 	<p>Palaeozoico</p> <ul style="list-style-type: none"> Pelitas microbandeadas Conglomerados y areniscas Carbonatos Pelitas verdes y/o grises Pórfidos graníticos Aplitas y pegmatitas Cuarzo 	<p>Granitoides Tardihercínicos</p> <ul style="list-style-type: none"> Leucogranitos, grano fino Granitos biofíticos, grano fino/fino porfídico/groeso porfídico Granodioritas heterogranulares megaporfídicas Fallas Orientación planar magnética
--	---	---

La fábrica planar predominante tiene una dirección próxima a N-S, con fuerte buzamiento o subvertical, aunque excepcionalmente llega a configurar una fábrica subhorizontal. Tiene otra



dirección de flujo magmático subordinada, EO a N120°E, que al igual que la anterior, está definida por la orientación de megacristales de feldespato y, en menor medida, de láminas de biotita (Enresa, 1998a).

Este macizo ha sido catalogado como postcinemático en relación con la tercera fase de deformación (D_3); además, por la orientación de la fábrica fluidal se ha señalado la posibilidad de que se haya emplazado bajo el campo de esfuerzos de la cuarta fase (D_4) (Enresa, 1998a).

Se dispone de una datación absoluta realizada por García Garzón y Locutura (1981), mediante el método de Rb-Sr. Los análisis de las muestras del macizo definen una isocrona de 284 ± 8 Ma. con una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7077, lo que para los autores sugiere un origen infracortical o mantélico.

En el sector portugués Regencio Macedo (1988) calcula una edad de 283 ± 5 Ma. para las granodioritas (la misma obtenida sobre una biotita de un enclave tonalítico) y 289 ± 5 Ma. a 300 ± 7 Ma. para un anfíbol de un enclave granítico.





2.6. EVOLUCIÓN CINEMÁTICA DE LA PLACA IBÉRICA

Como elemento de apoyo para entender y englobar en un marco geodinámico regional las interpretaciones tectónicas sobre la evolución del área de estudio que se irán proponiendo en esta Tesis, se ha considerado oportuno exponer de forma resumida la evolución cinemática de la placa Ibérica.

De este modo, en este apartado se va a describir el marco geodinámico a gran escala, en el que ha estado englobada la zona de estudio, desde el final de la Orogenia Hercínica y, especialmente, durante el Ciclo Alpino.

En un contexto regional, durante la Orogenia Hercínica (Carbonífero inferior-Pérmico inferior) Iberia formaba parte del arco hercínico que se prolongaba a través de Bélgica, el norte de Francia y el sur de Inglaterra hasta Centroeuropa. Así, antes de la apertura del Golfo de Vizcaya en el Mesozoico superior, Iberia estaba aun unida a Armórica (N de Francia).

A lo largo del Ciclo Alpino la Placa Ibérica se encuentra situada entre las placas Euroasiática y Africana y, mientras que por una parte ha sido sometida al empuje lateral de la dorsal centro-atlántica, por otra ha sufrido la colisión con Eurasia y África durante el proceso de convergencia entre estas dos placas mayores. Esta colisión se produce de manera heterogénea, tanto espacial como temporalmente, de tal forma que la actividad tectónica entre los márgenes de la Placa Ibérica ha ido variando a lo largo del Cenozoico hasta llegar a la posición actual.

La apertura progresiva del océano Atlántico, entre América y África, después Iberia y finalmente Eurasia, dio lugar a movimientos diferenciales entre estas placas. En el margen occidental ibérico se reconocen cuatro estadios principales de *rifting*. El primero de ellos se produjo durante el Triásico superior y el segundo durante el Jurásico inferior. Este último fue seguido de un importante hiato regional, probablemente relacionado con la apertura del Atlántico central y coincidiendo con el comienzo de la expansión oceánica de la llanura abisal Ibérica, datada en 126 Ma (Whitmarsh y Miles, 1995). Una tercera fase de extensión importante dio comienzo en el Jurásico superior y la fase final de extensión ocurrió durante finales del Jurásico superior y comienzos del Cretácico inferior. La separación final del Banco de Galicia y el *Flamish Cap* ha sido datada entorno a los 118 Ma. Stapel (1999) entre otros, documenta la existencia de subsidencia regional previa y posterior a la rotura del margen occidental de la placa Ibérica.

Además de la extensión producida durante el proceso de *rift*, otro efecto de la expansión del fondo oceánico en las Azores (126 Ma) y en el Golfo de Vizcaya (115 Ma) fue la rotación anti-horaria de la microplaca Ibérica con respecto a Eurasia. Al final del Mesozoico (entorno a 85 Ma) la apertura del Atlántico se propaga hacia Groenlandia e Irlanda, quedando el Golfo de Vizcaya como un *rift* abortado (Ziegler, 1988) (figura 2.13). Esta nueva dinámica da lugar a un movimiento de rotación en sentido horario de la placa Ibérica con respecto a Eurasia, causando una convergencia de orientación aproximada N-S. Este proceso dio lugar a la inversión tectónica



del margen norte de la placa Ibérica, produciendo subducción incipiente y colisión continente-continente (que comenzaron en el Campaniense) (Puigdefábregas y Souquet, 1986). El resultado de esta colisión son los Pirineos y la estructura alpina de la Cordillera Vasco-Cantábrica.

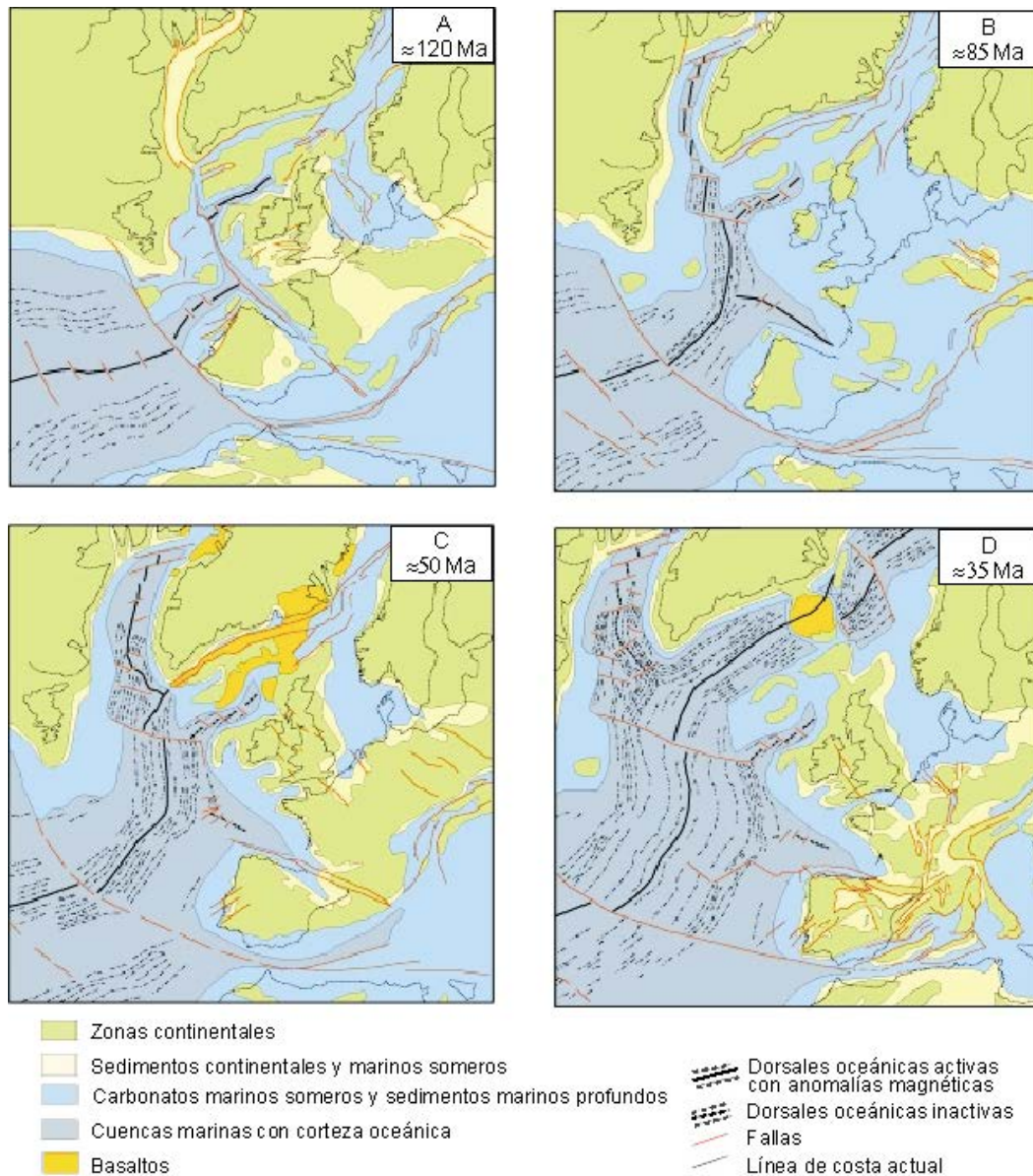


Figura 2.13. Apertura progresiva Atlántico norte y movimientos diferenciales entre las placas Ibérica, Euroasiática y Africana. A: Cretácico inferior (≈ 110 Ma); B: Cretácico superior (≈ 85 Ma); C: Cenozoico inferior, Paleoceno-Eoceno, (≈ 50 Ma); D: Cenozoico medio, Oligoceno, (≈ 35 Ma) (modificado de Ziegler, 1988; en Andeweg, 2002).

A partir del Mioceno superior se produce un cambio cinemático importante, se bloquea la convergencia en el norte de la Península Ibérica y comienza la compresión NO-SE causada por la convergencia entre la Península Ibérica y África. Como resultado se forman las Cordilleras Béticas. Los esfuerzos compresivos se transmiten a su vez hacia el interior de la Península Ibérica produciendo deformaciones intraplaca y reactivando estructuras previas (Sistema Central).



A diferencia del Mesozoico, buena parte de la evolución terciaria y cuaternaria de la Península Ibérica está dominada por la deformación compresiva causada por la convergencia entre las placas Euroasiática, Ibérica y Africana, creándose una serie de cinturones orogénicos en los bordes y deformaciones en el interior de la Península Ibérica.

Buena parte de la deformación pirenaica en el antepais Ibérico fue absorbida en la Cordillera Ibérica, produciendo la inversión tectónica generalizada del rift mesozoico ibérico; mientras que la deformación producida sobre el bloque occidental (Macizo Ibérico) está aun por cuantificar.

La orientación de los esfuerzos compresivos durante esta etapa (N-S), está controlada por el vector de desplazamiento relativo entre Eurasia y la Placa Ibérica y la geometría del margen septentrional de ésta última, de dirección E-O.



CAPÍTULO 3

ANÁLISIS MACROESTRUCTURAL

3.1. INTRODUCCIÓN

Como ya se ha dicho anteriormente, la zona de estudio se enmarca en el Domo del Tormes, un área mayoritariamente granítica configurada durante la Orogenia Hercínica. Desde un punto de vista geológico, en el entorno del Domo del Tormes cabe destacar la presencia de una serie de estructuras geológicas claramente diferenciables, como son la Cuenca del Duero, la Fosa de Ciudad Rodrigo y el Complejo de Morais (figura 2.1); mientras que, tectónicamente, hay que destacar una serie de macroestructuras hercínicas, comentadas en el capítulo 2, como son las cizallas de Juzbado-Penalva do Castelo y Pereruela, el Sinclinal de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros, las antiformalas de Martiamor y Tamames, al SE, y la Sinforma de Alcañices, al N del área (figura 2.1).

El objetivo de este capítulo es caracterizar a escala macroestructural el área de estudio y particularmente las estructuras frágiles, objeto principal de este trabajo. El estudio de la fracturación a escala macroestructural se ha abordado desde diferentes metodologías. En primer lugar, se ha realizado un análisis morfoestructural a partir de un Modelo Digital del Terreno (MDT) de alta resolución (IGN, 1999), con la obtención de un mapa de lineamientos estructurales. Esta información ha sido analizada conjuntamente con la cartografía estructural previa, realizada a partir de fotointerpretación, imágenes de satélite y trabajos de campo (Enresa, 1995). Con estos dos elementos se cubren dos escalas de trabajo, dentro de la escala macroestructural, ya que la cartografía de fallas mencionada tiene un detalle mayor que el mapa de lineamientos obtenido con el MDT, y se dispone de una cartografía estructural del área y su entorno muy completa.

De forma complementaria se ha recurrido a la geofísica, más concretamente la gravimetría, como herramienta para poner de manifiesto la estructura en profundidad del área de estudio y, en su caso, la presencia de grandes estructuras a escala cortical. El análisis gravimétrico permite distinguir las zonas de contacto entre cuerpos de diferente densidad o diferente alcance en profundidad. La comparación de la distribución de las anomalías gravimétricas con la geología



de la zona y las cartografías estructurales mencionadas, permite definir posibles estructuras y/o corredores de fracturación de carácter cortical.



3.2. ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL

El análisis morfoestructural incluye varias etapas, la primera de ellas consiste en la realización de un Modelo Digital del Terreno y en la generación de mapas de iluminación artificial según distintas orientaciones del foco. En la segunda etapa, a partir de estos mapas se ha realizado una interpretación de los principales elementos morfoestructurales presentes en el área.

3.2.1. CONSTRUCCIÓN DEL MODELO DIGITAL DEL TERRENO

El Modelo Digital del Terreno (MDT) es una representación espacial de una variable cuantitativa continua en una zona de terreno en formato digital, que permite su manejo mediante Sistemas de Información Geográfica (SIG). El caso general, utilizado en este trabajo, es un modelo digital de elevaciones en el que la variable espacial es la topografía o elevación del terreno.

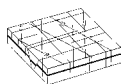
Para la construcción del modelo se ha utilizado el MDT25 del IGN; que se subdivide en mallas individuales que cubren la superficie de una hoja topográfica a escala 1:25.000 con un rebase máximo de 200 m, una superficie aproximada de 150 km². Cada hoja define una malla cuadrada con un nodo cada 25 metros, tanto en X como en Y, del que se conoce su cota. Esta cota ha sido obtenida por métodos de interpolación a partir de los datos digitales de altimetría contenidos en el Mapa Topográfico Nacional 1: 25.000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN, comunicación personal).

Para la realización del modelo se ha seleccionado un área mayor, en la que queda englobada el resto de la información SIG disponible (mapa geológico de síntesis, mapas de fracturación, estaciones de toma de datos estructurales y otros), los límites de la zona seleccionada son los siguientes:

UTM HUSO29	X	Y	Z
Mín	666.300	4.494.900	177
Máx	794.950	4.637.750	1.461
Nº datos	5062	5622	-

De las 109 hojas topográficas a escala 1:25000 utilizadas, 23 se encontraban en el Huso UTM30 y 86 en el Huso UTM29; por lo que fue necesario cambiar a un Huso común. Así, se cambiaron todos los datos al Huso 29, que es el que se ha utilizado para el conjunto de la información incorporada al SIG, lo que permitiría la superposición de toda la información disponible.

Posteriormente se construyó una única malla, sumando todas las hojas que engloba el área seleccionada, y se generó el MDT con el software GMT (Wessel y Smith, 1995a y b), en el sistema de representación Mercator para tamaños de píxel de 2 y 4 segundos. En una segunda etapa se generaron los modelos en coordenadas UTM29 para tamaños de píxel de 25 y 50 m. Fueron los modelos de mayor detalle los utilizados para las interpretaciones morfoestructurales



pero, debido al gran tamaño de las imágenes resultantes, ha sido el MDT de 50 m de píxel el incorporado al SIG y el utilizado en las figuras de este trabajo (figura 3.1).

El programa GMT (Wessel y Smith, 1995a y b) permite simular el efecto de una superficie topográfica iluminada desde una fuente de luz, cuyo azimut puede elegirse, generando imágenes de sombreado artificial. Para la obtención de la imagen final se probaron iluminaciones a 20°, 45°, 140°, 290°, 340° y 360°E, así como diferentes paletas de colores. De este modo se conseguía resaltar elementos estructurales con diferentes orientaciones y, a partir de ellos, hacer una interpretación visual de los elementos morfoestructurales que se reflejan en la topografía.

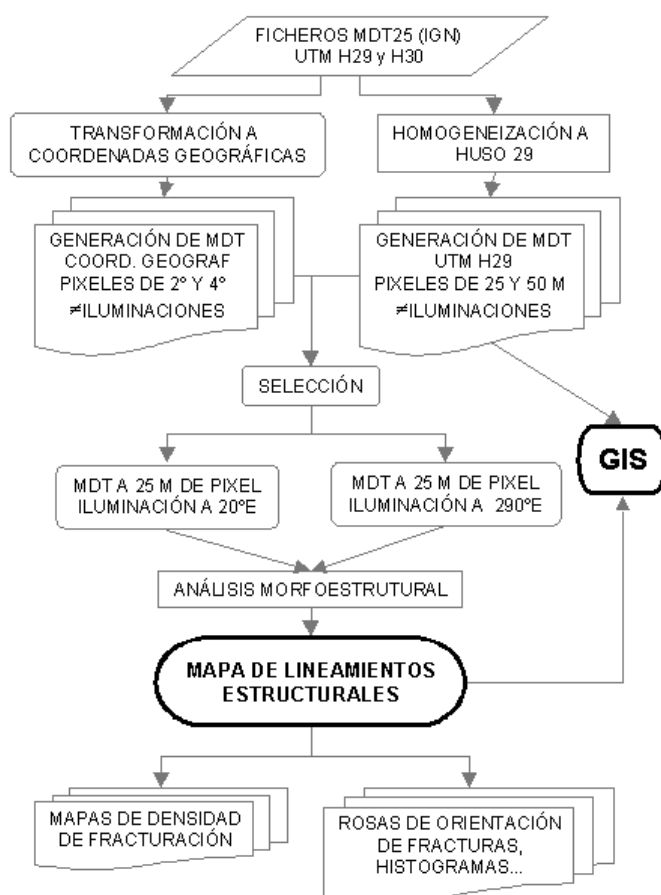


Figura 3.1. Diagrama de flujo de los diferentes pasos para la obtención del MDT y Mapa de Lineamientos Estructurales.

En el siguiente apartado se describen las características del MDT, se hace una interpretación morfoestructural del mismo comentando las estructuras geológicas identificables, así como otra serie de elementos que pueden estar condicionados por la macroestructura del área, como la red fluvial. No obstante, las características de la red de drenaje y su relación con la fracturación se abordará más extensamente en el capítulo 6.



3.2.2. DESCRIPCIÓN MORFOESTRUCTURAL

De todas las imágenes obtenidas las que mejor resaltan la morfoestructura del área son las que tienen el foco de luz situado a 20°E y 290°E (figura 3.2).

La posición del foco a 20°E (figura 3.2A) favorece la visualización de estructuras E-O a NO-SE. Estas orientaciones corresponden principalmente a la estructuración hercínica del área. Sin embargo, situando el foco a 290°E (figura 3.2B) se favorece la visualización de estructuras con orientación N-S a NE-SO.

En ambos casos quedan muy bien definidos los encajamientos de los cauces fluviales principales, como son los ríos Duero, Tormes, Huebra y Águeda; y se observa como los encajamientos son muy importantes en la mitad occidental del área, mientras que en la oriental los ríos presentan un encajamiento mucho menor. En el caso del río Duero, llama la atención el tramo más oriental, que transcurre sobre una gran llanura, donde se sitúa la ciudad de Zamora, encajándose bruscamente unos 10 km al oeste de esta localidad (figuras 3.2 y 3.3).

También es significativo el cambio en la dirección del curso del río, que inicialmente transcurre con dirección NO-SE, paralelo a las estructuras hercínicas de esa misma orientación situadas al norte, y, posteriormente, en su tramo fronterizo, cambia de orientación de forma brusca tomando una dirección NE-SO (figura 3.3).

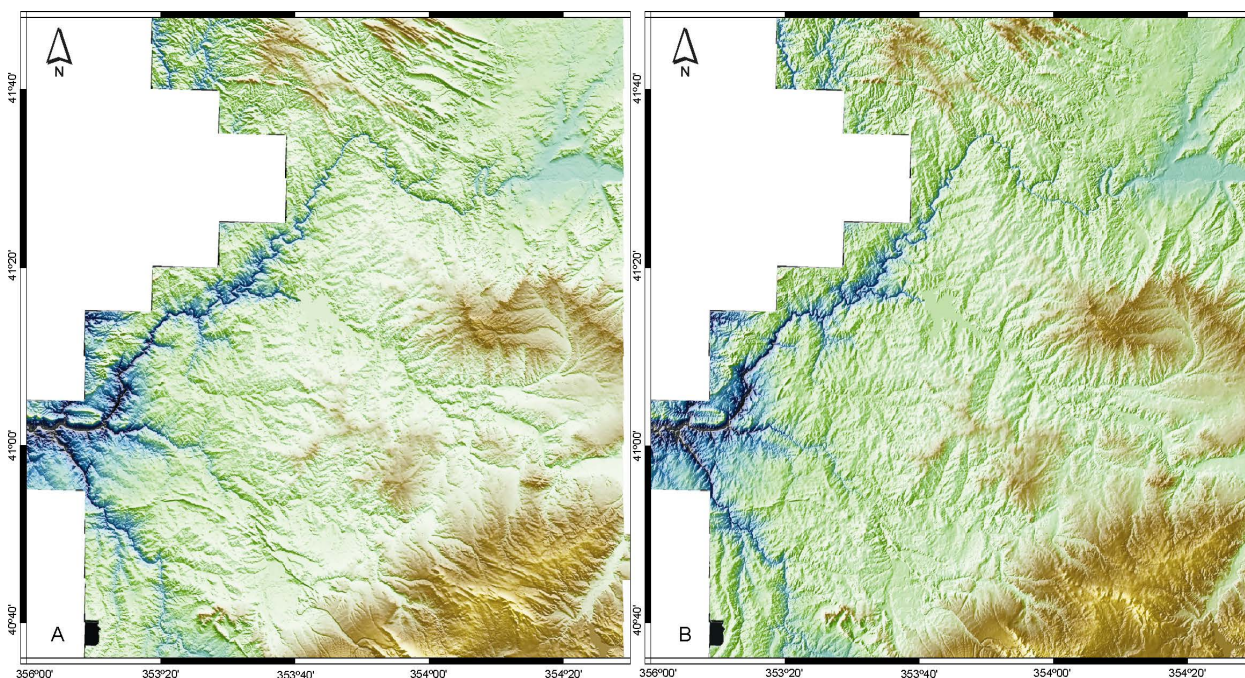


Figura 3.2. Modelo Digital del Terreno generado a partir de MDT25 del IGN. Proyección Mercator. Tamaño de píxel 2 segundos; situación del foco A: 20°E y B:290°E.



Otro aspecto interesante en el curso del río Duero es su encajamiento a favor de sucesivos segmentos rectilíneos con orientación preferente N-S a NE-SO. Esto se aprecia principalmente en el tramo fronterizo, donde se observan una serie de fracturas N20-30°E claramente definidas que conforman un corredor de fracturación a favor del cual se encaja el río (figura 3.2B y 3.3).

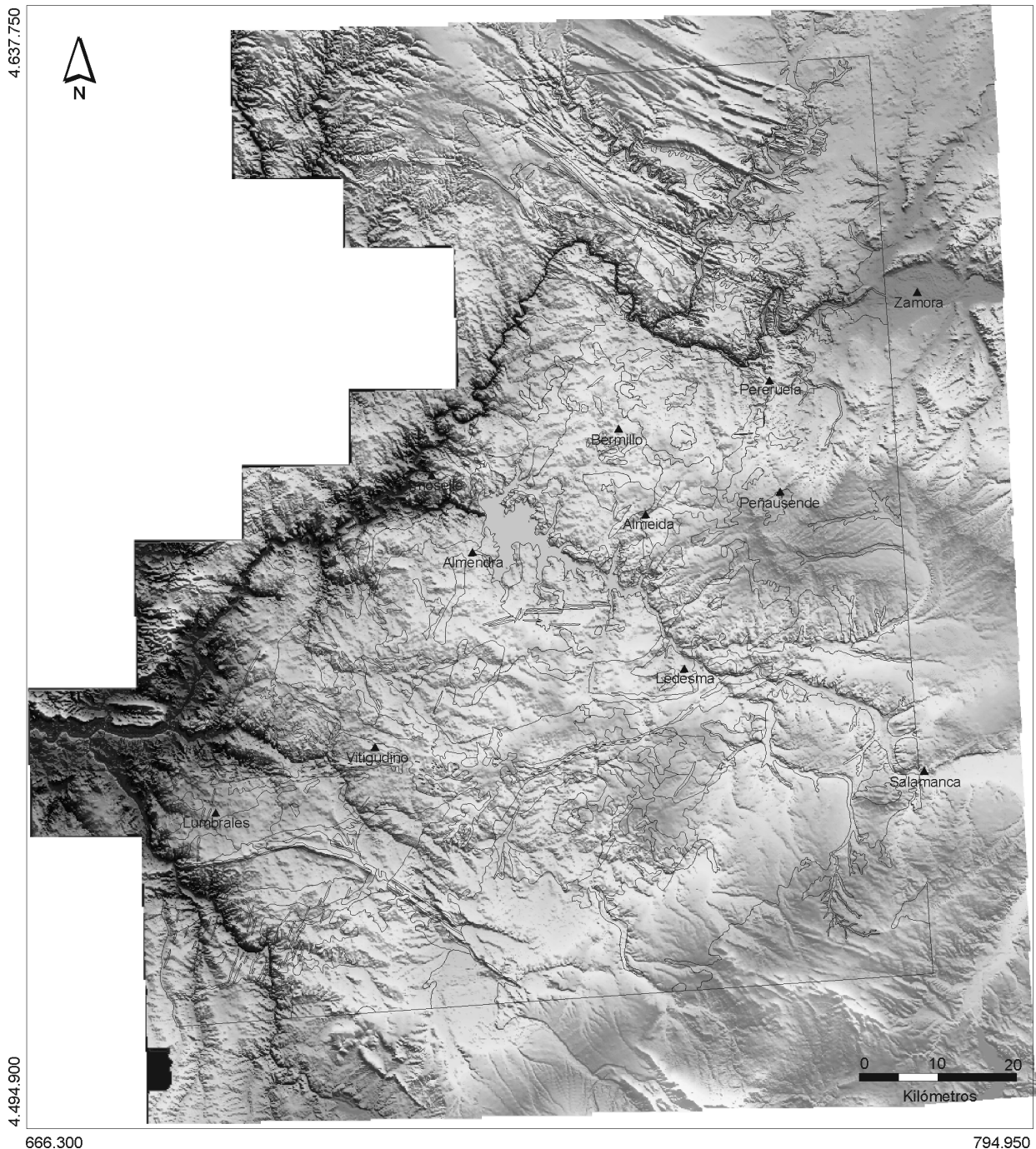


Figura 3.3. Superposición de los contactos geológicos sobre el Modelo Digital del Terreno generado a partir de MDT25 del IGN. Proyección UTM Huso 29. Tamaño de píxel 50 metros; situación del foco a 20°E.



En general, se observa como los ríos principales transcurren preferentemente según una dirección NO-SE. Este es el caso del Tormes, Huebra, Yeltes, el Duero, antes de su tramo fronterizo, y el Águeda en su sector más occidental. Este último presenta un fuerte encajamiento N-S en la zona más meridional del área. El carácter rectilíneo del tramo sugiere que el encajamiento está condicionado por la fracturación.

En cuanto a la geología, en la figura 3.3, donde se han superpuesto los contactos del mapa geológico de síntesis, se puede observar el reflejo estructural de los diversos elementos geológicos. En la zona norte destacan los relieves cuarcíticos del Ordovícico inferior que forman parte de la Sinforma de Alcañices y de la denominada Sierra de la Culebra, así como la geometría del macizo de Ricobayo (figura 2.8) de orientación NO-SE.

Con la misma orientación también se observa, al sur de Salamanca, la estructura de la Antiforma de Martiamor, la serie de pliegues situados al sur de la misma y el Sinclinal de Tamames (Díez Balda et ál., 1990; IGME, 2000c y d). Al SO del área se encuentra el Sinclinal de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros que presenta una orientación NO-SE, reorientada en su tramo más occidental a E-O (figuras 2.1, 2.3 y 3.3).

En cuanto a la disposición de las grandes cizallas presentes en la zona (Juzbado-Penalva do Castelo y Pereruela) no presentan un reflejo morfoestructural claro. No obstante, en el caso de la de Pereruela, la orientación de la misma coincide con la de la estructuración hercínica comentada, de orientación NO-SE.

Otro elemento identificable en el MDT es la disposición de los materiales cenozoicos que bordean la zona de estudio. Al NE, el contacto entre los sedimentos cenozoicos y la serie de pliegues hercínicos mencionada, es claramente visible. Al sur, también se reconoce el contacto entre los materiales de la Fosa de Ciudad Rodrigo y los graníticos y metasedimentarios situados al sur de la Cizalla de Juzbado. Al este se observan los sedimentos pertenecientes al borde occidental de la Cuenca del Duero, aunque el contacto entre éstos y los materiales del Domo del Tormes no queda nítidamente definido en el MDT.

Adicionalmente, a partir de estas dos imágenes sombreadas se ha realizado una interpretación de los lineamientos estructurales que se reflejan en la topografía. En este caso, dadas las características y el interés del estudio, la interpretación se ha enfocado a la búsqueda fracturas, por lo que se han seleccionado los lineamientos que puedan responder a este tipo de estructuras (figura 3.8). Las características del Mapa de Lineamientos se analizan en el siguiente apartado (análisis de la macrofracturación), junto con las otras cartografías de fallas.



3.3. ANÁLISIS DE LA MACROFRACTURACIÓN

En este apartado se describen y analizan las características de las cartografías estructurales con las que se ha contado en este trabajo. Estas cartografías serán utilizadas en análisis e interpretaciones posteriores por lo que, para facilitar las referencias a una u otra, las denominaremos “Mapa de Fallas” (MF) y “Mapa de Lineamientos Estructurales” (MLE), respectivamente. La procedencia y características de cada uno de ellos se describe a continuación.

3.3.1. MAPA DE FALLAS

Como apoyo para el estudio estructural se ha utilizado información cartográfica ya existente referente a la fracturación en el área de estudio (Enresa,1995); mapas de fallas realizados a partir de interpretación de fotografías aéreas e imágenes de satélite y trabajos de campo complementarios.

Para poder utilizar estos mapas en análisis de tipo cuantitativo, sobre los que se prevé el estudio de determinados atributos, tales como orientación preferente de fracturas, longitud de segmentos de orientación constante y densidad de fracturación, entre otros; hubo que depurar la cartografía existente, dado que el Mapa de Fallas se obtuvo a partir de la integración de varias cartografías (las correspondientes a los mapas geológico y estructural). Posteriormente se segmentaron las fracturas previamente digitalizadas en tramos rectilíneos de orientación constante, lo que permite realizar análisis de distribución y filtros por orientaciones y tamaños. El número total de segmentos de falla del mapa resultante es de 2980.

El área abarcada por el Mapa de Fallas estaba supeditada a la información disponible que, de hecho, cubre toda la zona de estudio (donde se centran los estudios mesoestructurales posteriores). No obstante, este área es inferior a la abarcada por el Modelo Digital del Terreno y el Mapa de Lineamientos Estructurales obtenido a partir de él.

▪ ANÁLISIS DE ORIENTACIONES Y DISTRIBUCIÓN ESPACIAL

A primera vista, el Mapa de Fallas muestra una orientación preferente N-S a NNE-SSO de las estructuras. Esta orientación es, además, la que acoge a las fallas de mayor longitud. Menos abundantes, pero también claramente reflejadas en el mapa son una serie de fallas de orientación NE-SO y gran longitud y, por último, hay una gran cantidad de fallas de menor tamaño que se disponen según direcciones más variadas (figura 3.4).

No obstante observando conjuntamente la rosa de orientaciones y el MF (figura 3.4) se pueden separar cinco modas que denominaremos A, B, C, D y E (NS-N40°E; N40-70°E; N70-100°E; N100-150°E y N150-180°E) y constituyen el 41%, 19%, 13%, 13% y 14%, respectivamente.

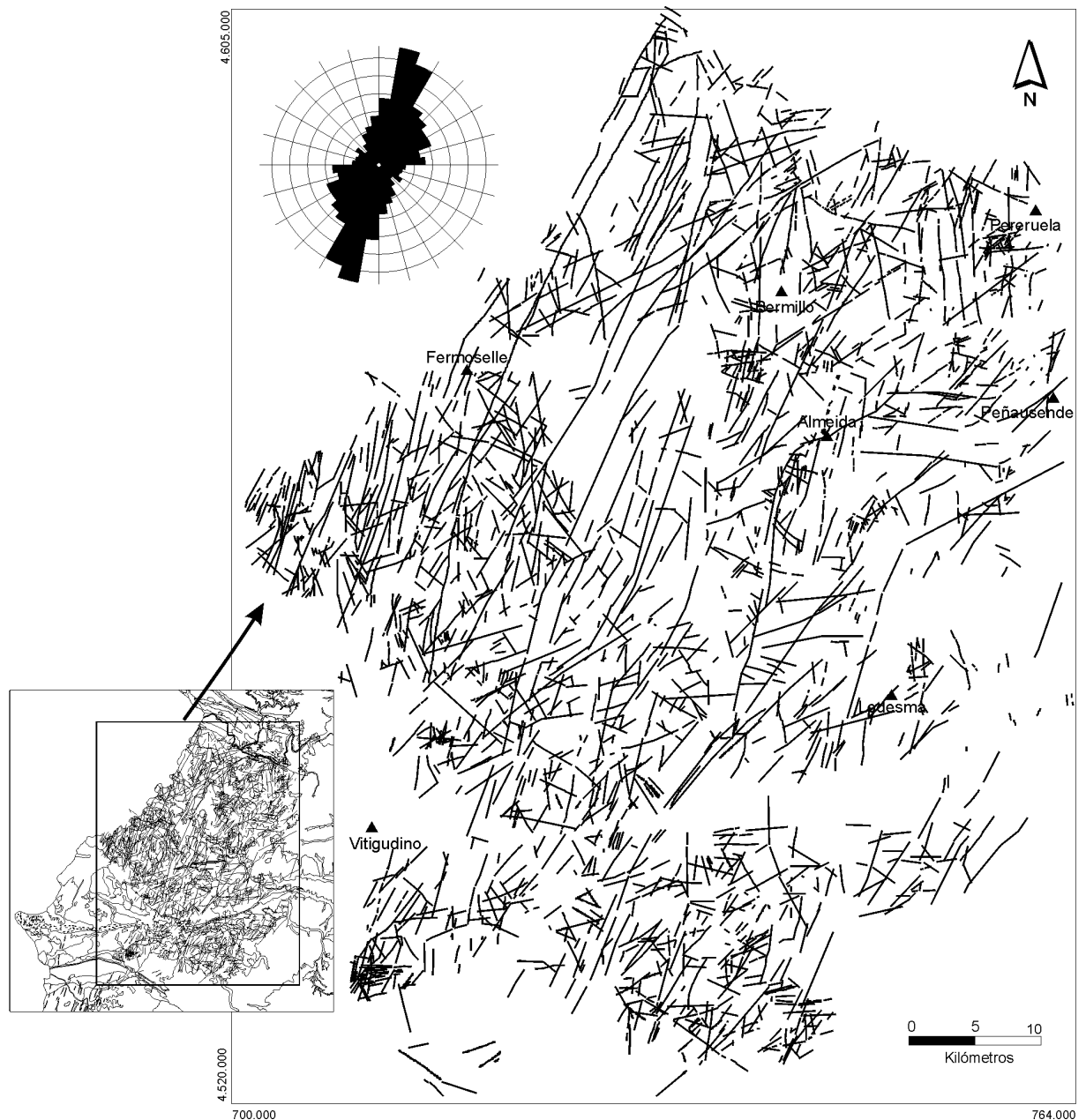
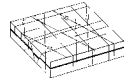
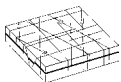


Figura 3.4. Mapa de Fallas, situación con respecto al mapa geológico de síntesis y rosa de orientaciones de fracturas (frecuencia de fracturas, intervalos 1%).

Por ello, para estudiar los patrones de fracturación y la distribución de las estructuras de una forma más completa se ha filtrado el Mapa de Fallas según las orientaciones mencionadas, obteniendo mapas con las fallas asignadas a cada moda (figura 3.5).

Adicionalmente, para facilitar la visualización de la distribución de fracturas se han generado mapas de densidad de fracturación por longitud, del Mapa de Fallas y de los mapas correspondientes a cada rango de orientaciones (figura 3.6). En estos mapas el valor de cada nodo corresponde a la suma de las longitudes de las fracturas que pasan a través de la celda. En



cuanto a la longitud de los segmentos, en la figura 3.7 se muestra el histograma de longitud y un gráfico de longitudes en función de la orientación.

Sobre estos tres elementos, y a partir de las tres figuras mencionadas, se van a describir las características y distribución de la fracturación en el área.

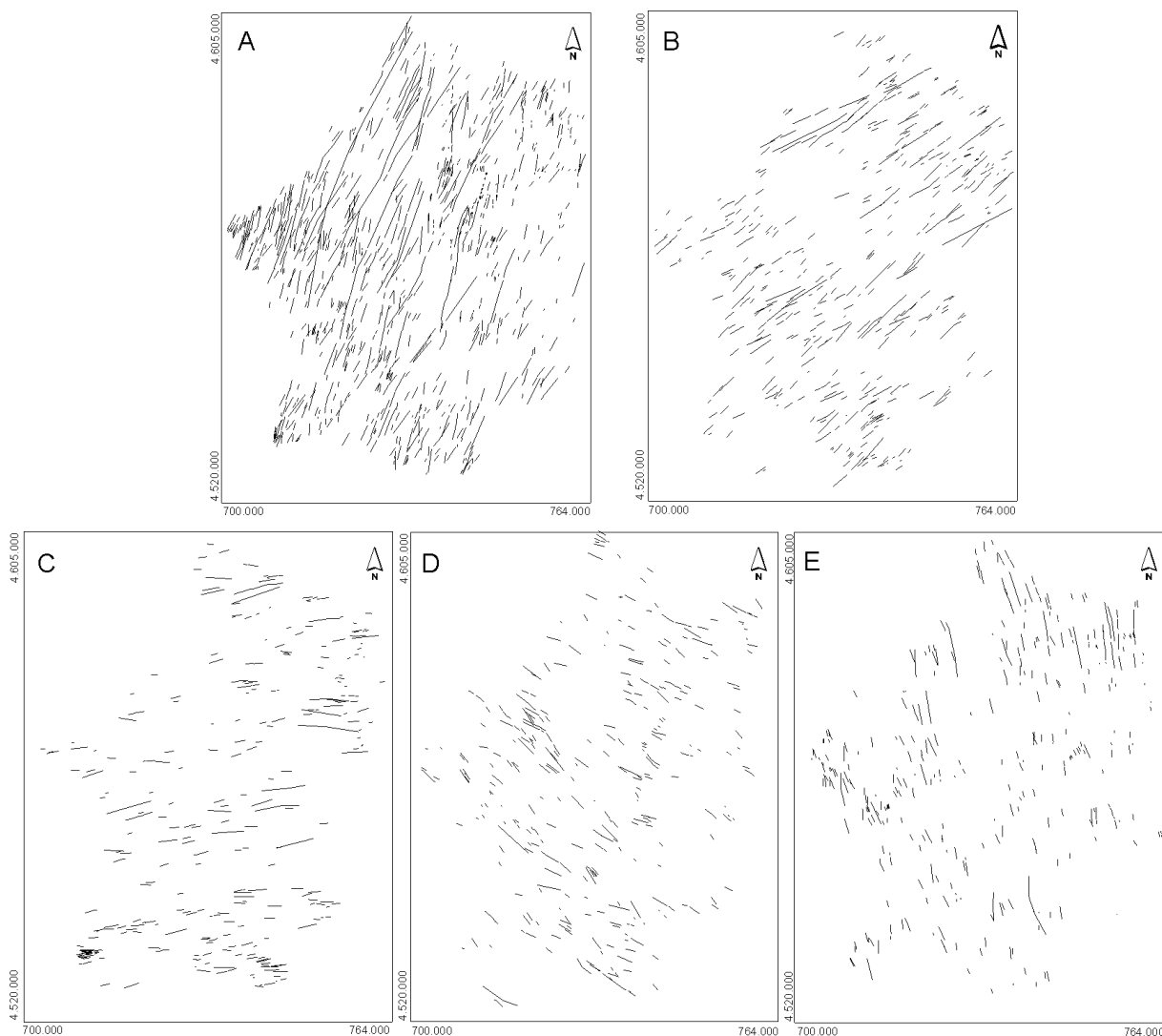


Figura 3.5. Mapas filtrados por orientaciones a partir del Mapa de Fallas. A) NS-N40°E; B) N40-70°E; C) N70-100°E; D) N100-150°E y E) N150-180°E.

La moda A, de orientación NS-N40°E, es la que contiene un mayor número de fracturas que se distribuyen por todo el área (figura 3.5A), aunque es en la mitad occidental del mapa donde las estructuras presentan una mayor longitud y, aparentemente, una mayor frecuencia. Los valores máximos de densidad de fracturación se sitúan en la mitad noroccidental del área mostrando una serie de corredores de fracturación de orientación N-S a NE-SO a favor de los que se dispone la traza del río Duero en su sector fronterizo (figura 3.6A).

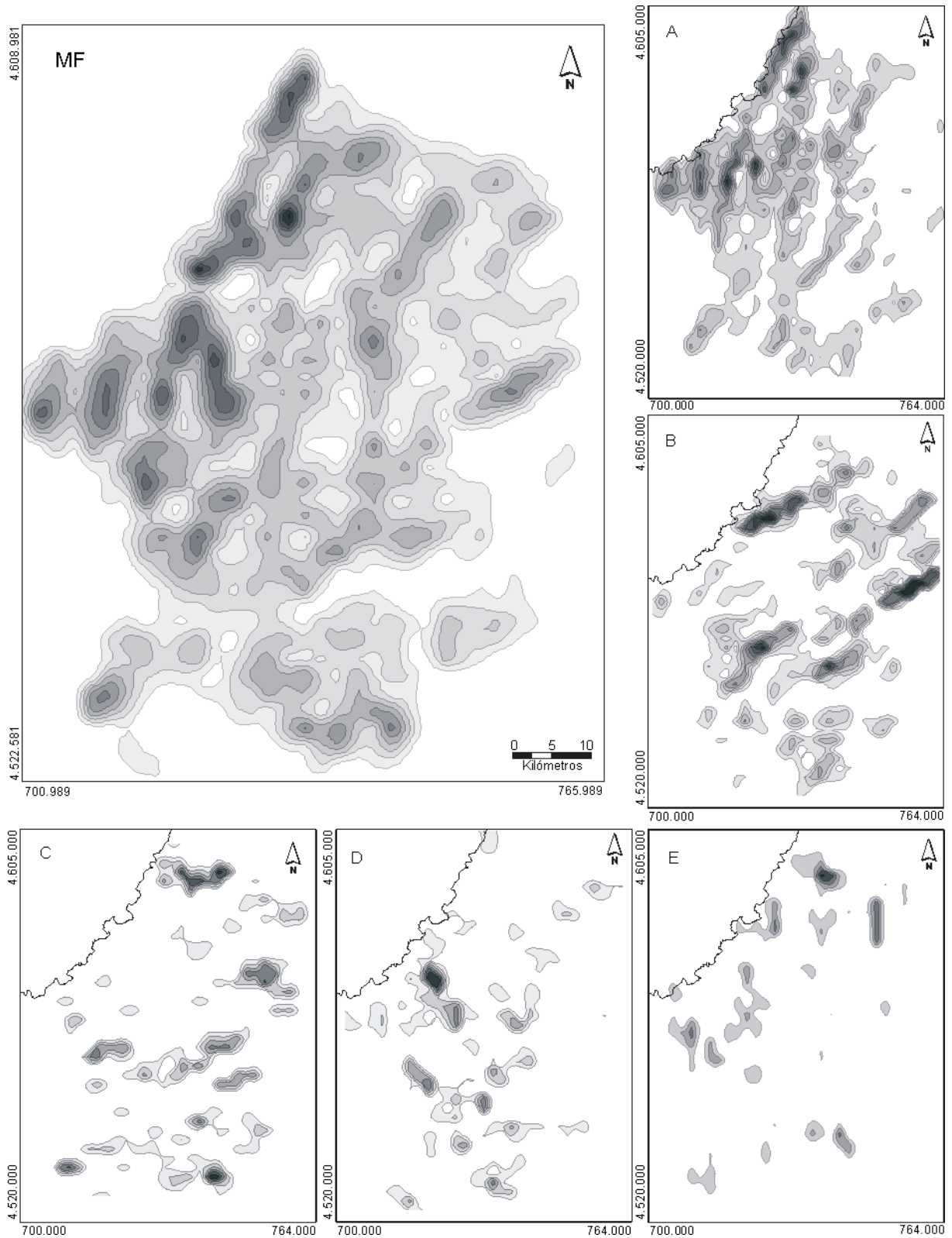
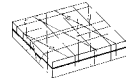


Figura 3.6. Mapas de densidad de fracturación obtenidos a partir del Mapa de Fallas y mapas filtrados por orientaciones (A: NS-N40°E; B: N40-70°E; C: N70-100°E; D: N100-150°E y E: N150-180°E). Tamaño de celda utilizado 2 km, isolíneas cada 4000 m ($1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$) para MF y A; y cada 2000 m ($0.5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$) para mapas C, D y E.



En orden de importancia, la siguiente moda sería la que agrupa fallas con orientaciones N40-70°E (B) que, al igual que la anterior, se reconoce en todo el área del Mapa de Fallas (figura 3.5B). La longitud de las fracturas de este grupo también es considerable, con segmentos que van desde decenas de metros hasta los 14 kilómetros (figura 3.7).

En cuanto a la densidad de fracturación, las fallas con orientaciones N40-70°E generan unos máximos bien definidos en la zona norte y central del área (figura 3.6B) relacionados con unos corredores de fracturación situados al norte de Bermillo y entre Pereruela y Ledesma (figura 3.4).

En el rango de orientaciones restante la importancia de las fracturas es menor, especialmente en cuanto a tamaño y continuidad de las mismas. No obstante se han separado tres modas, N70-100°E (C), N100-150°E (D) y N150-180°E (E). Las fallas pertenecientes a estos grupos presentan una distribución menos constante a lo largo del área (figura 3.5C, D y E). En el caso de la moda N70-100°E, el mapa de densidad (figura 3.6C) muestra unos máximos dispersos relacionados con fallas situadas al norte de Bermillo y en la mitad meridional del mapa (figura 3.4).

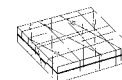
La moda N100-150°E agrupa las orientaciones de fracturación menos frecuentes, como se puede observar en la rosa de direcciones de la figura 3.4, aunque su distribución es más homogénea que en la moda anterior (figura 3.5D). Los valores máximos de densidad se dan en la parte central del mapa, mientras que en la mitad norte su representación es mucho menor (figura 3.6D).

Las fallas con orientación N150-180°E también muestran una distribución irregular situándose preferentemente en la mitad septentrional del mapa (figura 3.5E). En el mapa de densidad se observa como los valores máximos son pequeños núcleos aislados que se sitúan en la zona norte (figura 3.6E), en la zona fronteriza y entre Bermillo y Pereruela (figura 3.4); aparentemente en relación con los máximos de orientación NS-N40°E.

▪ ANÁLISIS DE TAMAÑOS

En lo que se refiere a la longitud de los segmentos de falla de orientación constante, en el Mapa de Fallas presentan tamaños que van desde las decenas de metros hasta un máximo de 18 kilómetros. Aunque en el histograma de la figura 3.7 se observa como la mayor parte de los segmentos tienen entre 100 m y 6 km de longitud, los tamaños mayoritarios son los inferiores a 2 km.

Si analizamos la distribución de tamaños por orientaciones (figura 3.7), se observa como el rango de orientación NS-N40°E es el que acoge a las fallas de mayor tamaño, con un gran número de estructuras de hasta 5 km de longitud llegando en algunos casos a los 20 km. Le siguen las fracturas N40-70°E con segmentos de hasta 14 km de longitud, aunque la mayoría de ellas presentan tamaños inferiores a los 5 km. En los tres rangos de orientación restantes los valores son muy similares, con predominio de longitudes inferiores a 2 km. La orientación N100-150°E



es la que presenta estructuras de menor tamaño, excepto en un caso, siempre inferiores a los cinco kilómetros.

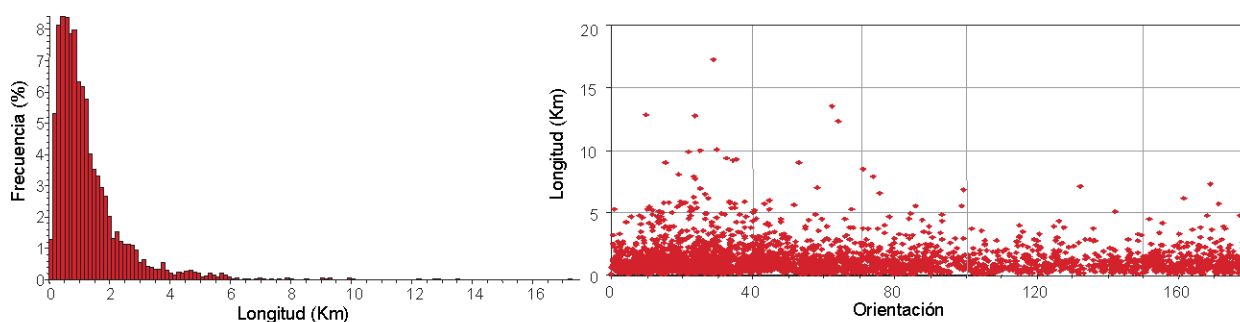


Figura 3.7. Histograma de tamaños de segmentos de falla de orientación constante y Diagrama Orientación/Longitud de segmentos realizados a partir del Mapa de Fallas

De forma general, el patrón principal de fracturación en el área está definido por grandes fallas de orientación NS a N70°E y, en segundo término por una serie de estructuras de orientación E-O a N180°E de menor tamaño. Dentro de éstas últimas, las estructuras N70-150°E constituyen pequeños segmentos aparentemente compartimentados por las grandes estructuras más norteadas; mientras que las incluidas en la moda N150-180°E parecen estar más relacionadas con las NS-N40°E.

3.3.2. MAPA DE LINEAMIENTOS ESTRUCTURALES

El Mapa de Lineamientos estructurales (MLE) resulta de una interpretación estructural del Modelo Digital del Terreno, descrito previamente, seleccionando lineamientos con claro reflejo morfoestructural que pudieran responder a zonas de fractura (figura 3.8).

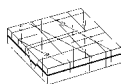
Las características geológicas de la zona de estudio, así como la homogeneidad litológica en gran parte de ella, apoyan la idea de que la mayor parte de los lineamientos interpretados corresponden a fracturas; en muchos casos a favor de las cuales se dispone la red fluvial.

Este mapa abarca un área mayor que el Mapa de Fallas y contiene 2296 lineamientos. Aporta, además, una interpretación estructural a una escala mayor y, por tanto, una visión más general de la estructuración de la zona incorporando áreas colindantes al Domo del Tormes.

▪ ANÁLISIS DE ORIENTACIONES Y DISTRIBUCIÓN ESPACIAL

En el MLE el rango de orientación de las estructuras varía entre N40°O y N90°E y, a primera vista, existe bastante homogeneidad en lo que a distribución espacial se refiere (figura 3.8).

Al igual que en el MF, observando conjuntamente la cartografía y la rosa de orientaciones, se pueden separar una serie de modas que, en este caso, son: A) N10°O-40°E; B) N40-70°E; C) N70-100°E y D) N130-170°E y constituyen el 34%, 28%, 15% y 20%, respectivamente. El 3% restante



corresponde a una serie de lineamientos con orientaciones entre N100-130°E, que no quedan reflejados en la rosa de orientaciones por su escasa importancia.

Siguiendo la metodología utilizada en el MF, se han generado mapas, filtrados a partir del MLE, para cada una de las modas seleccionadas (figura 3.9) y a partir de ellos se han hecho mapas de densidad de fracturación por longitud (figura 3.10). Adicionalmente, la longitud de los lineamientos del mapa está representada en la figura 3.11 que muestra el histograma de longitud y un gráfico de longitudes en función de la orientación.

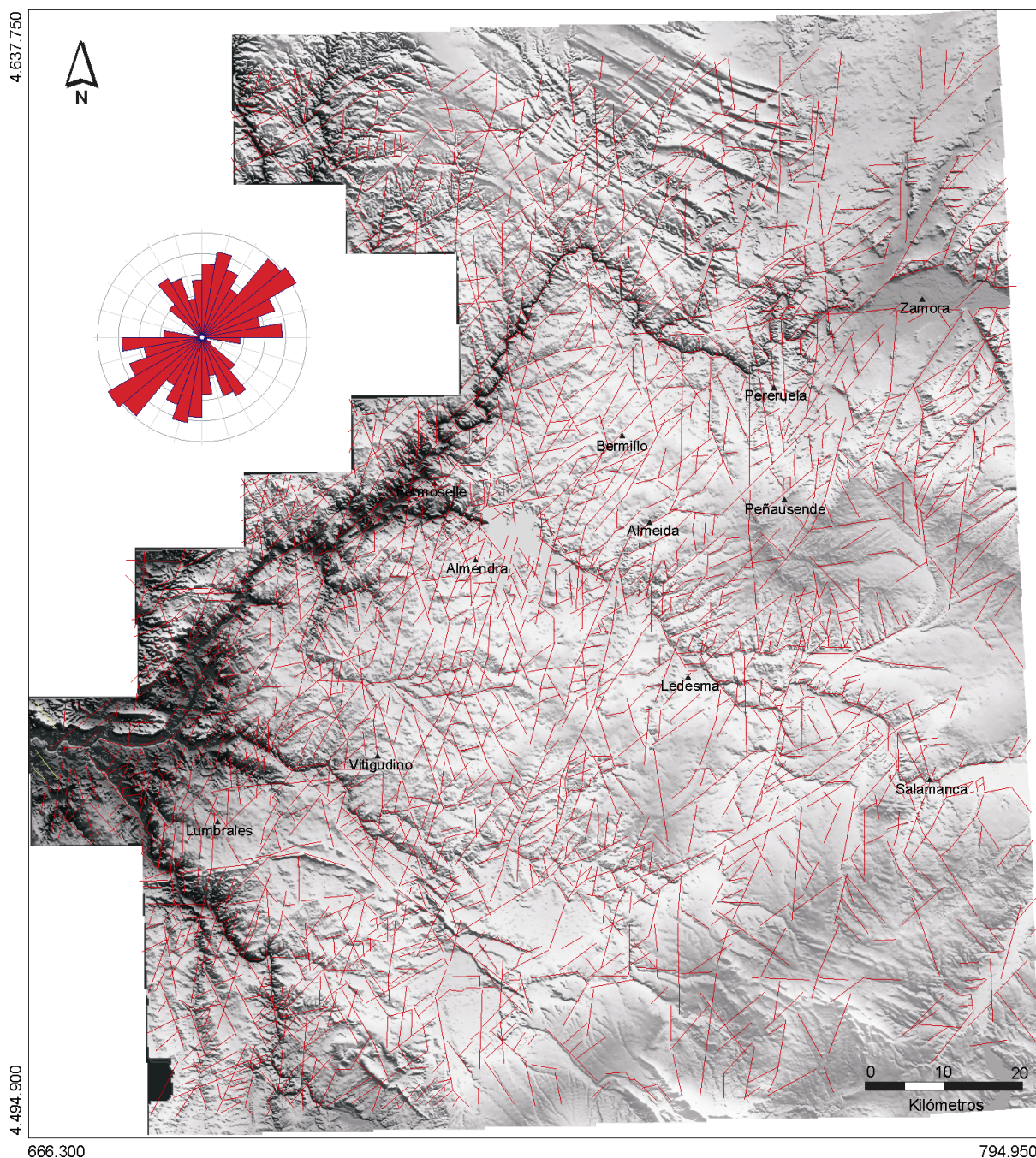


Figura 3.8. Mapa de Lineamientos Estructurales a partir del MDT (50 m de pixel; proyección UTM Huso 29) y rosa de orientaciones (frecuencia 1%).



El mayor número de lineamientos se relaciona con la orientación N10°O-40°E, presente en todo el área del mapa (figura 3.9A). No obstante, el mapa de densidad de lineamientos (figura 3.10A) muestra una serie de máximos, relacionados con estructuras de esta orientación, en su mitad noroccidental; al O y NO de Ledesma, especialmente entorno a la frontera con Portugal, y al norte de Peñausende y Bermillo (figura 3.8).

La segunda moda más importante es la N40-70°E, que está ampliamente representada y muestra una distribución bastante homogénea (figura 3.9B). En el mapa de densidad los valores máximos se sitúan preferentemente en la mitad septentrional (figura 3.10B); a excepción de una alineación de máximos de orientación NE-SO que comienza al norte de Salamanca (figura 3.8).

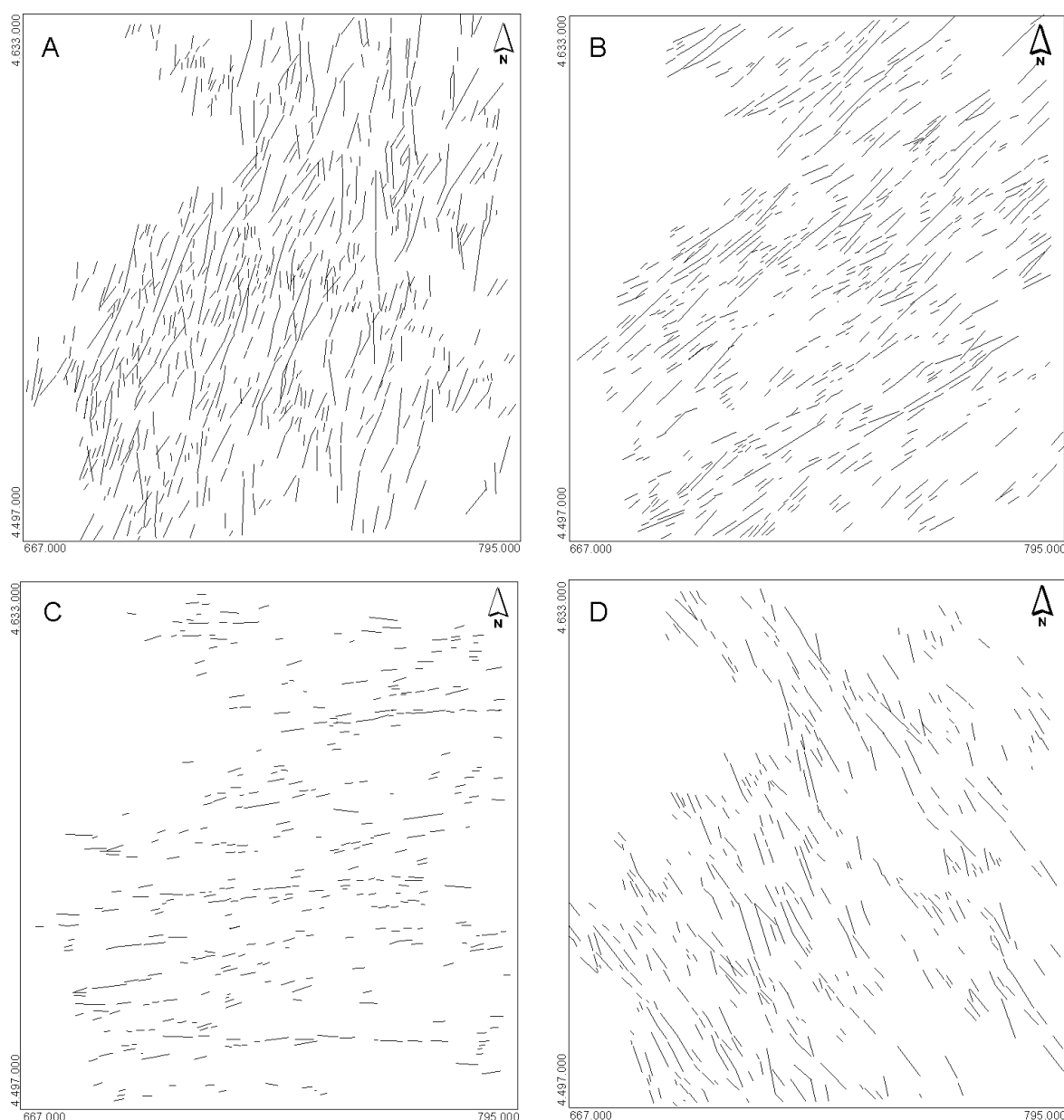


Figura 3.9. Mapas filtrados por orientaciones a partir del Mapa de Lineamientos Estructurales. A) N10°O-N40°E; B) N40-70°E; C) N70-100°E y D) N100-170°E.



Los lineamientos con orientaciones N70-100°E están mucho menos representados y se trata además de segmentos de menor longitud que en los casos anteriores (figura 3.9C). En cuanto a su distribución espacial, el mapa de densidad muestra pequeños máximos aislados (figura 3.10C) relacionados principalmente con tres corredores situados unos 30 km al sur de Salamanca, al norte de Ledesma y al sur de Zamora, respectivamente (figura 3.8).

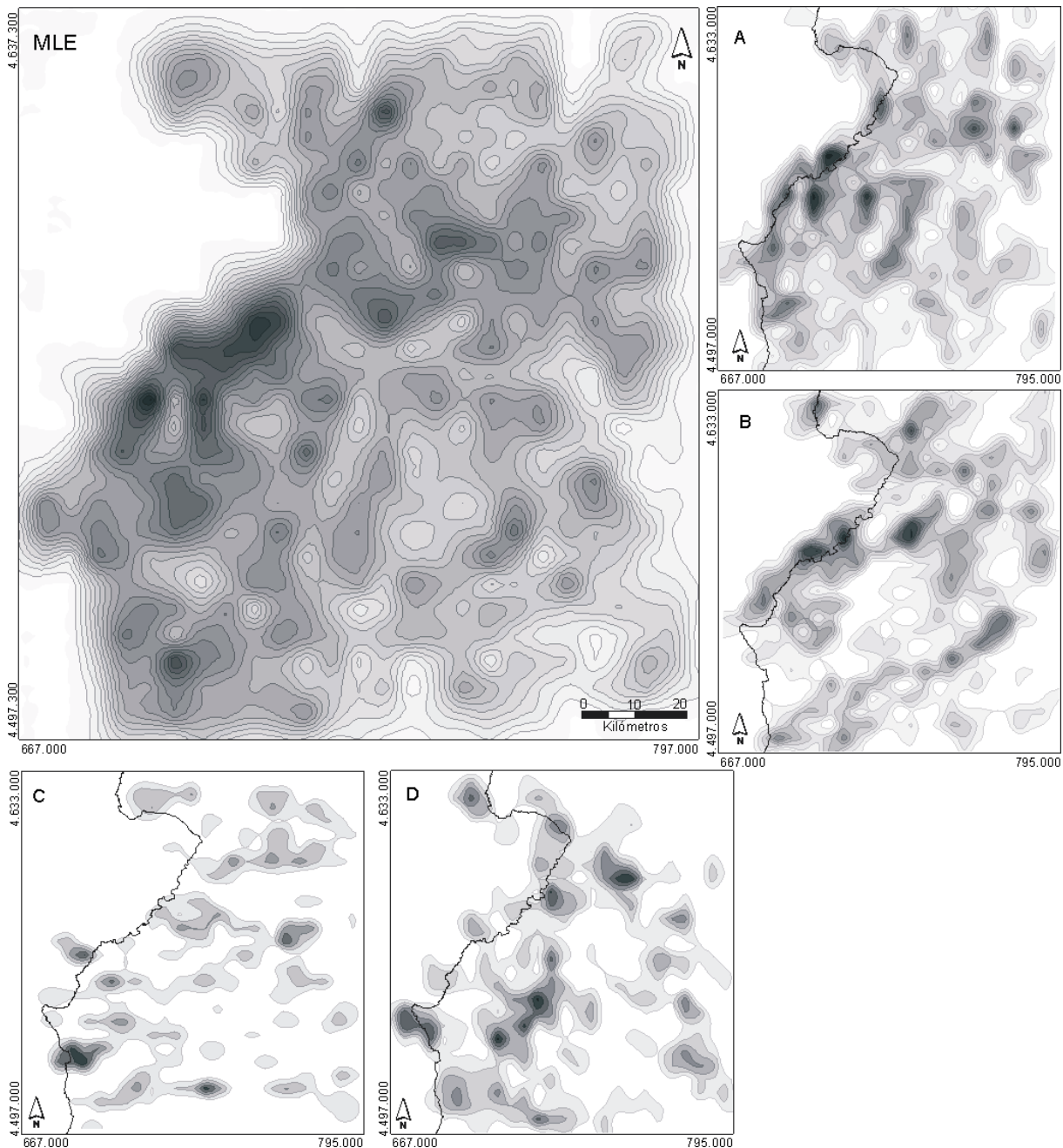
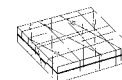


Figura 3.10. Mapas de densidad de fracturación obtenidos a partir del Mapa de Lineamientos Estructurales y mapas filtrados por orientaciones (A: N10°O-N40°E; B: N40-70°E; C: N70-100°E y D: N100-170°E). Tamaño de celda utilizado 5 km; isolíneas cada 5000 m ($2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$) para MLE, A; B y D y cada 3000 m ($1.2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$) para mapa C.



Por último, los lineamientos con orientaciones N130-170°E constituyen un caso intermedio entre la dos modas principales y la última analizada. Los lineamientos de esta orientación aparecen en todo el área, pero están mejor representados en la mitad occidental del mapa (figura 3.9D), donde se encuentran además los valores máximos de densidad de fracturación (figura 3.10D).

▪ ANÁLISIS DE TAMAÑOS

Los lineamientos de mayor longitud corresponden a las orientaciones N10°O-40°E (figura 3.9A), con tamaños mínimos de centenares de metros y máximos de 24 km, aunque la mayor parte de ellos tiene entre 1 y 10 km de longitud (figura 3.11).

El segundo grupo en importancia son los lineamientos con orientación N40-70°E que, al igual que en el caso anterior, presentan longitudes que van desde el centenar de metros hasta los 20 km (figura 3.11).

Las estructuras con orientaciones N70-100°E, menos representadas en el área, corresponden a segmentos de menor longitud que en los casos anteriores (figura 3.9C). La longitud máxima de los lineamientos es de 11 km, aunque la mayoría presenta tamaños inferiores a 5 km (figura 3.11).

Por último, en la orientaciones N130-170° el tamaño máximo de las estructuras es de unos 15 km, aunque, una vez más, las longitudes más frecuentes están entre 1 y 10 km (figura 3.11).

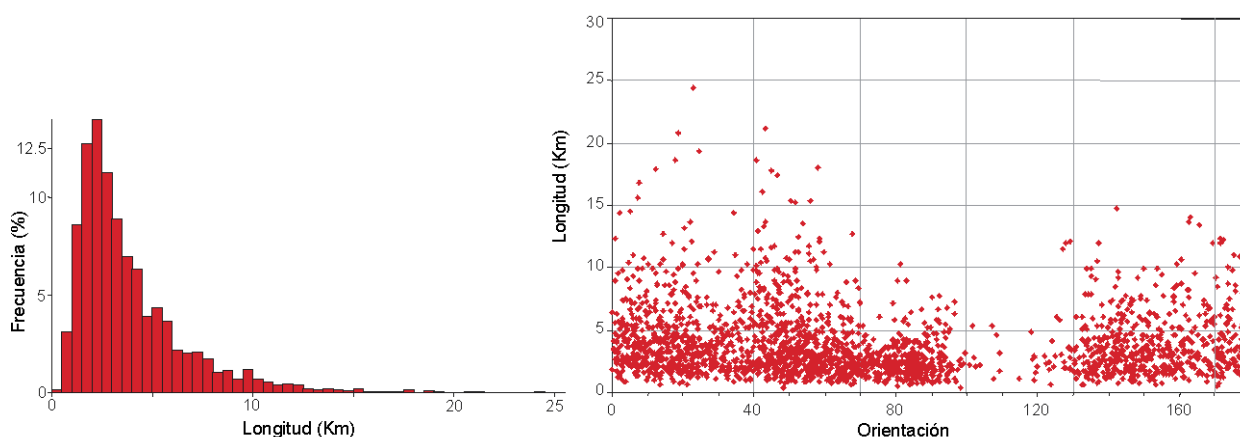


Figura 3.11. Histograma de tamaños y Diagrama Orientación/Longitud realizados a partir del Mapa de Lineamientos Estructurales.

Con todo ello y observando el MLE (figura 3.8) y el mapa de densidad correspondiente al mismo (figura 3.10MLE), se puede decir que la estructuración del área esta definida principalmente por las estructuras de orientación N10°O-70°E y, en menor medida, por las N130-170°E; mientras que los lineamientos de orientación E-O (N70-100°E) tienen una menor longitud y, al igual que en el MF, parecen estar compartimentados por las estructuras de dirección norteadas.



3.3.3. ANÁLISIS NO LINEAL DE LA DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑOS

Mediante el análisis no lineal de la fracturación es posible determinar si la distribución de tamaños, en los mapas de fallas y lineamientos estructurales utilizados en este trabajo, se ajusta a una ley de potencia (Gillespie et ál., 1993). Este análisis permite evaluar de una forma indirecta la calidad de las cartografías, así como el rango de tamaños que abarcan ambos mapas, con fiabilidad.

En una primera aproximación este tipo de análisis consiste en la representación en un gráfico bilogarítmico de las longitudes de fracturas frente de la frecuencia acumulada de las mismas (figura 3.12). El análisis se ha hecho para el Mapa de Fallas y para el Mapa de Lineamientos Estructurales (figura 3.12A y B, respectivamente).

Para el Mapa de Fallas, la distribución de los puntos obtenida se ajusta a una recta en el intervalo comprendido entre 2000 y 12000 m, para doce puntos de ajuste y con un coeficiente de regresión de la recta del 0.993%. Para la elección del intervalo de ajuste, se ha tenido en cuenta la información aportada por el histograma de tamaños del MF (figura 3.7).

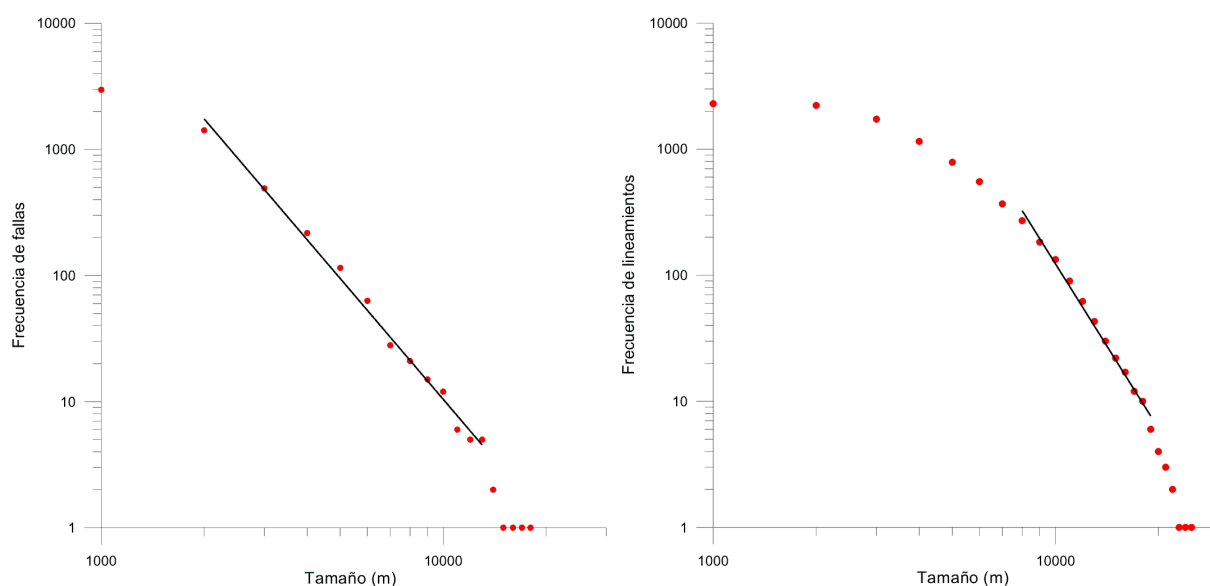


Figura 3.12. Frecuencia acumulada del tamaño de las estructuras; A) Para el Mapa de Fallas; B) Para el Mapa de Lineamientos Estructurales.

En el Mapa de Lineamientos Estructurales, los tamaños que siguen una ley de potencia se encuentran en el intervalo entre 8 y 20 km, con un coeficiente de regresión de la recta del 0.992%, para doce puntos de ajuste.

Los resultados sugieren que ambas cartografías contienen una buena representación de fracturas de diversos tamaños y que, cada una de ellas aporta información a una escala diferente. De este modo, el Mapa de Fallas tiene un buen registro para fracturas de tamaños entre 2 y 12 kilómetros y el Mapa de Lineamientos Estructurales entre 8 y 20 kilómetros.



Para un correcto análisis de la fracturación son necesarias ambas cartografías, procedentes de diferentes fuentes de información (trabajos campo, fotografías aéreas e imágenes de satélite, en el caso del Mapa de Fallas, e interpretación morfoestructural del Modelo Digital del Terreno para el MLE). Además, para que se integren los diferentes tipos de datos correctamente, es necesario que las escalas cubiertas por las diferentes cartografías solapen, tal y como ocurre en este caso.

Adicionalmente, la existencia de una relación de potencia en la distribución de tamaños plantea la posibilidad de abordar el análisis de invarianza al cambio de escala de la fracturación en el Domo del Tormes. Este tipo de análisis, aunque fuera del alcance de este trabajo, es una de las posibles líneas de investigación, a aplicar en un futuro a partir de la información geológica y estructural recogida en esta Tesis, y de aplicación en la modelización hidrogeológica o al establecimiento de cálculos de peligrosidad sísmica.



3.4. ANÁLISIS GEOFÍSICO

A la hora de poner de manifiesto la estructura en profundidad del área y, en particular, buscar grandes estructuras tectónicas que puedan tener un reflejo a escala cortical, se ha recurrido a la geofísica y, más concretamente, a la gravimetría.

El análisis gravimétrico resulta de gran utilidad para definir en profundidad zonas de contacto entre cuerpos de diferente densidad que, en muchos casos, pueden responder a accidentes tectónicos. La distribución de las anomalías gravimétricas y, especialmente, la existencia de zonas de alto gradiente (ZAG) con geometría rectilínea puede poner de manifiesto zonas de fractura en profundidad.

Así, la información obtenida a partir de la gravimetría se contrastará con la cartografía geológica del área y con las cartografías estructurales de superficie, previamente descritas, lo que permitirá definir las posibles estructuras y/o zonas de fractura de carácter cortical con un mayor grado de fiabilidad.

3.4.1. REALIZACIÓN DEL MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER

Para la obtención del mapa de anomalía de Bouguer que se presenta a continuación se ha utilizado la información preparada para el proyecto PRIOR (Enresa-CSN, 2003). Estos datos gravimétricos, procedentes de bases de datos realizadas y recopiladas por diferentes organismos (Enresa, IGN y Bureau Gravimétrique Internacional), se han reelaborado en una base de datos homogénea durante el mencionado proyecto; con un total de 1758 datos en 16.880 Km².

Brevemente, la homogeneización de los datos procedentes de las diversas fuentes consistió en primer lugar en la elección de un sistema de referencia común ("*Geodetic Reference System*" o GRS de 1967). Posteriormente, se realizó el cálculo de las correcciones de aire libre, lámina de Bouguer, curvatura y topografía, hasta una distancia de 166.7 m de cada punto de observación, en la totalidad de los datos. Finalmente, se calculó el valor de la anomalía de Bouguer utilizando una densidad de reducción de 2.67 g/cm³ (Álvarez, 2002, Álvarez et ál., 2002).

A partir de esta información, se ha generado el mapa de anomalía de Bouguer mediante la interpolación de los datos gravimétricos en una malla regular, con un espaciado de 2500 m en ambas direcciones. La interpolación ha sido realizada por el método *Kriging* con variograma lineal. Posteriormente, para obtener una representación gráfica más suavizada se llevó a cabo un suavizado de la malla, hasta obtener una malla final con un espaciado de 500 metros en ambas direcciones.

La alta densidad de información y la calidad de los datos ha permitido que la representación gráfica del mapa de anomalía de Bouguer se haya realizado con una separación entre isolíneas de 1 mGal (figura 3.12).



3.4.2. DESCRIPCIÓN DEL MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

Los valores de anomalía de Bouguer obtenidos son siempre negativos, entre -15 y -75 mGal. No obstante, los valores máximos, entre -15 y -38 mGal, se sitúan fuera de la zona de estudio propiamente dicha y corresponden al Complejo de Morais, en el NE de Portugal, y a dos máximos relativos situados al NE y SO del área de estudio, en las proximidades de Zamora y Ciudad Rodrigo, respectivamente (figura 3.13).

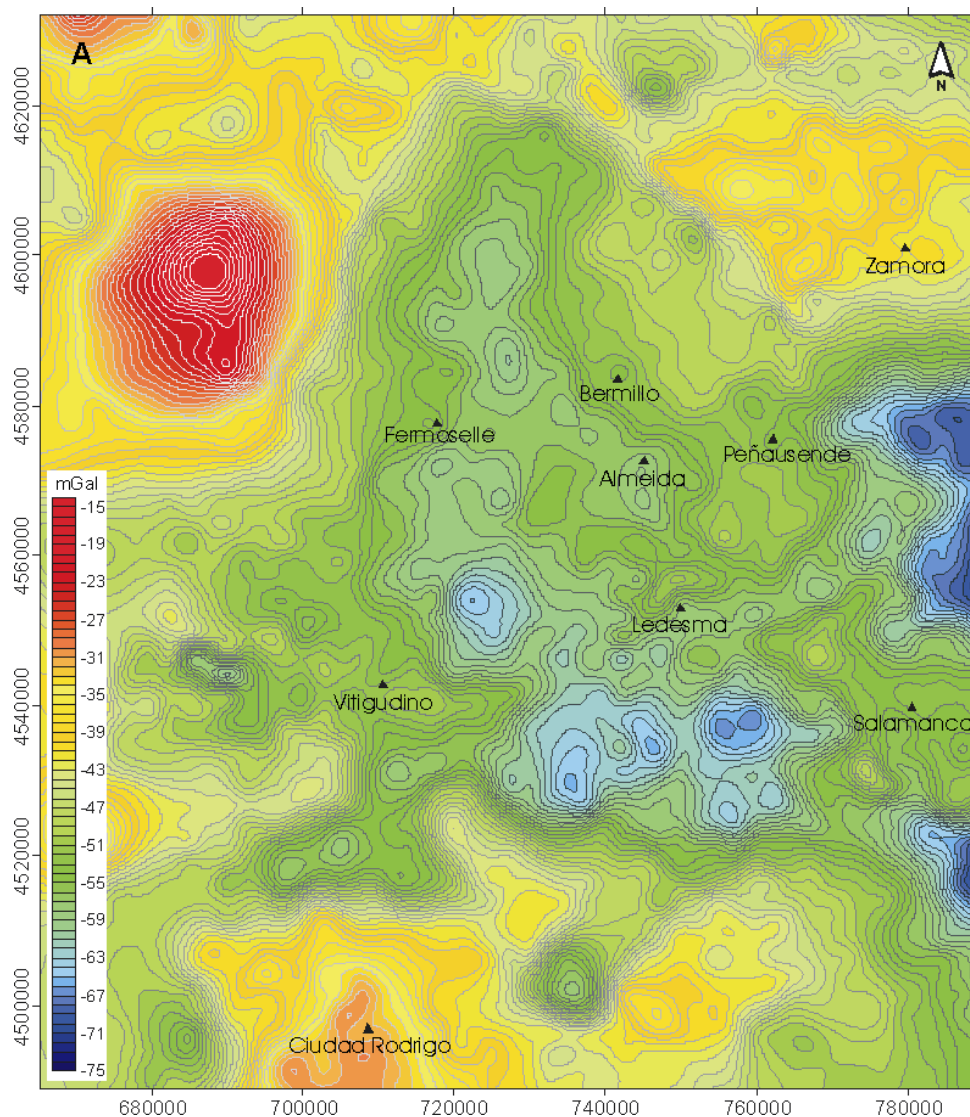


Figura 3.13. Mapa de anomalía de Bouguer del área de estudio. Separación de 1 mGal entre isolíneas.

El Complejo de Morais tiene una forma redondeada y aparece cortado por la Falla de Morais, de dirección ENE-OSO, que lo divide en dos zonas. En la zona situada al norte afloran rocas máficas polimetamórficas y ultramáficas, mientras que en la zona sur estas mismas litologías están acompañadas de series monometamórficas de gneises glandulares y micaesquistos (Ribeiro et ál., 1990).



Las características litológicas del Complejo de Morais y la alta densidad de las rocas que lo componen concuerda con los máximos relativos de anomalía de Bouguer que se asocian a este cuerpo (figura 3.16).

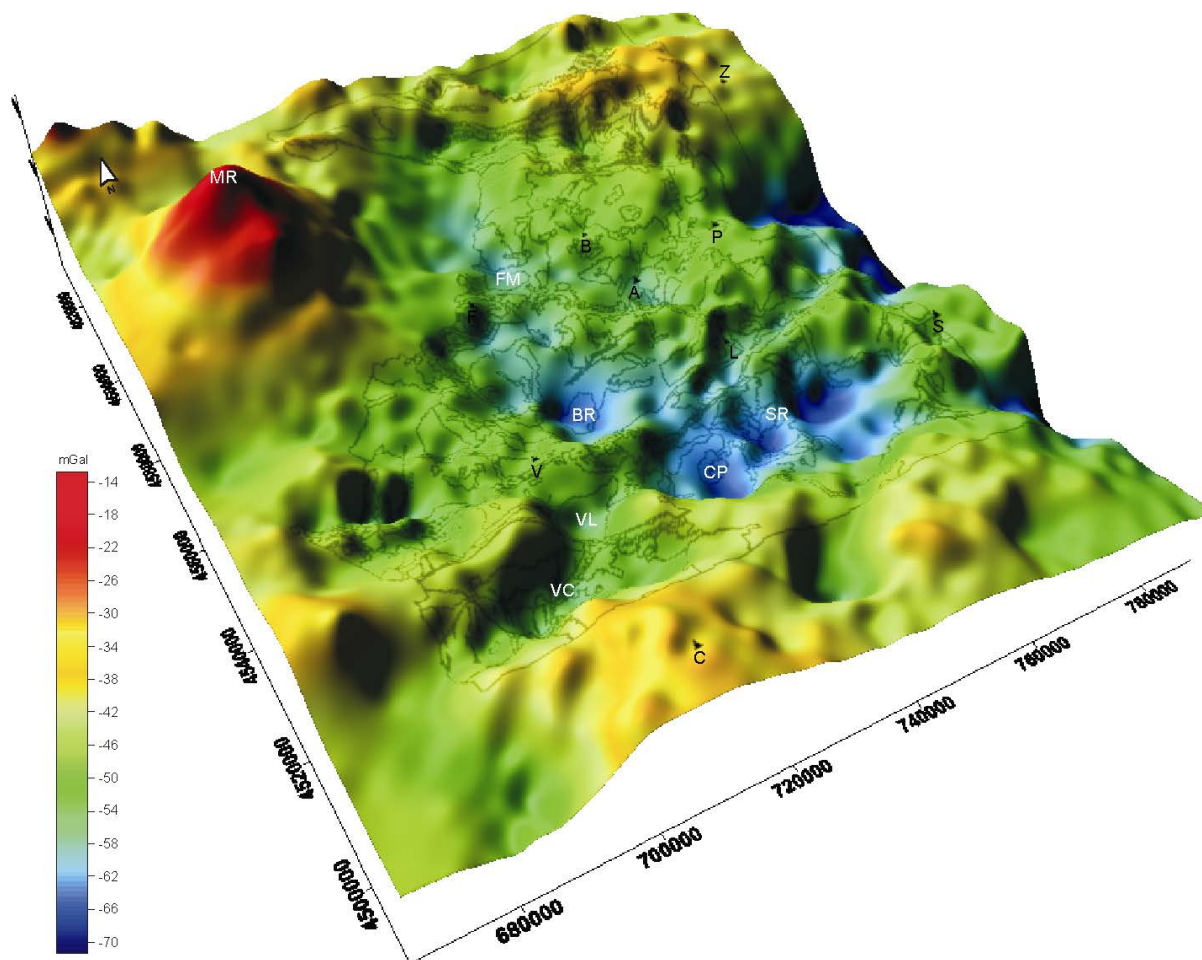


Figura 3.14. Mapa de anomalía de Bouguer en 3D, mapa geológico, poblaciones (Z: Zamora; B: Bermillo; F: Fermoselle; A: Almeida; P: Peñausende; L: Ledesma; V: Vitigudino; S: Salamanca; C: Ciudad Rodrigo) y situación de los macizos más representativos (MR: Complejo de Morais; FM: macizo de Formariz; BR: m. de Brincones; CP: m. de Cipérez; SR: m. San Román; VL: m. Villavieja de Yeltes; VC: m. Villar de Ciervo).

Dentro de la zona española, existen varios máximos relativos (valores entre -30 y -42 mGal) (figuras 3.13 y 3.14), que corresponden a áreas donde la litología predominante son los metasedimentos. Así, se observan bien los materiales del Complejo esquisto grauváquico situados al N y NO de Zamora y los metasedimentos del Cámbrico inferior que rodean al macizo de Villar de Ciervo y que, al sur de este macizo, se sitúan por debajo de los materiales terciarios de la Fosa de Ciudad Rodrigo (figuras 3.13, 3.14 y 2.3).

Los mínimos relativos situados al E y SE del área corresponden a la Cuenca del Duero y a la Fosa de Ciudad Rodrigo, en su zona más occidental, y reflejan áreas con espesores importantes de sedimentos terciarios.



En la zona de estudio propiamente dicha, los valores de anomalía de Bouguer oscilan entre -43 y -67 mGal y responden mayoritariamente a cuerpos graníticos. En este área quedan bien definidos como mínimos relativos los macizos graníticos tardíos de Brincones, Cipérez y San Román; y, en menor medida, los macizos de Villar de Ciervo y Villavieja de Yeltes (figuras 3.13 y 3.14).

En cuanto a la distribución de isolíneas, el mapa de anomalía de Bouguer muestra una banda de valores mínimos con dirección NNO-SSE en la que se encuentran los macizos graníticos de Cipérez, Brincones y, de forma más discreta, el de Formariz (figuras 3.13 y 3.14).

También se distingue una alineación de mínimos relativos de orientación ENE-OSO que coincide a grandes rasgos con la cizalla de Juzbado, en su tramo más oriental, y otra alineación, de menor amplitud y orientación NE-SO, que atraviesa el macizo de Cipérez en su cuarto occidental, pasa por la localidad de Almeida y continúa hacia el NE (figura 3.14).

Con la misma orientación (NE-SO), una segunda alineación, menos notoria, se sitúa al oeste de la zona, próxima a la frontera portuguesa, cruza el río Tormes ligeramente al SE de Fermoselle y continúa hacia el NE pasando por Fariza (al norte del macizo de Formariz) (figura 3.13).

Para verificar la existencia de las alineaciones mencionadas y poner de manifiesto posibles contrastes de densidad relacionados con fallas se ha realizado un análisis cuantitativo a partir del mapa de anomalía de Bouguer que se describe a continuación.

3.4.3. MAPA DE DERIVADA VERTICAL DE ANOMALÍA DE BOUGUER

La primera derivada vertical resulta de utilidad a la hora de resaltar anomalías causadas por cambios laterales de densidad en los primeros kilómetros de la corteza (Simpson et ál., 1986). Por ello, con objeto de facilitar la correlación entre la información gravimétrica y las cartografías geológica y estructural, se ha realizado el mapa de primera derivada vertical a partir del mapa de anomalías de Bouguer.

La primera derivada vertical del mapa de anomalías de Bouguer consiste en derivar, en la dirección perpendicular a la superficie de referencia o geoide (z), los valores de un campo potencial, en este caso el gravimétrico (Blakely, 1996). Con ello se consigue resaltar los gradientes que marcan cambios más o menos bruscos en los valores de anomalía de Bouguer. Estas zonas de alto gradiente (ZAG) indican zonas de contacto entre cuerpos de diferente densidad que, en algunos casos, pueden deberse a estructuras tectónicas.

Pese a que las características geológicas del Domo del Tormes no facilitan este tipo de análisis debido a la homogeneidad litológica, mayoritariamente rocas graníticas y metamórficas, el mapa obtenido pone de manifiesto una serie de máximos, mínimos y zonas de alto gradiente que se comentan a continuación (figura 3.15).

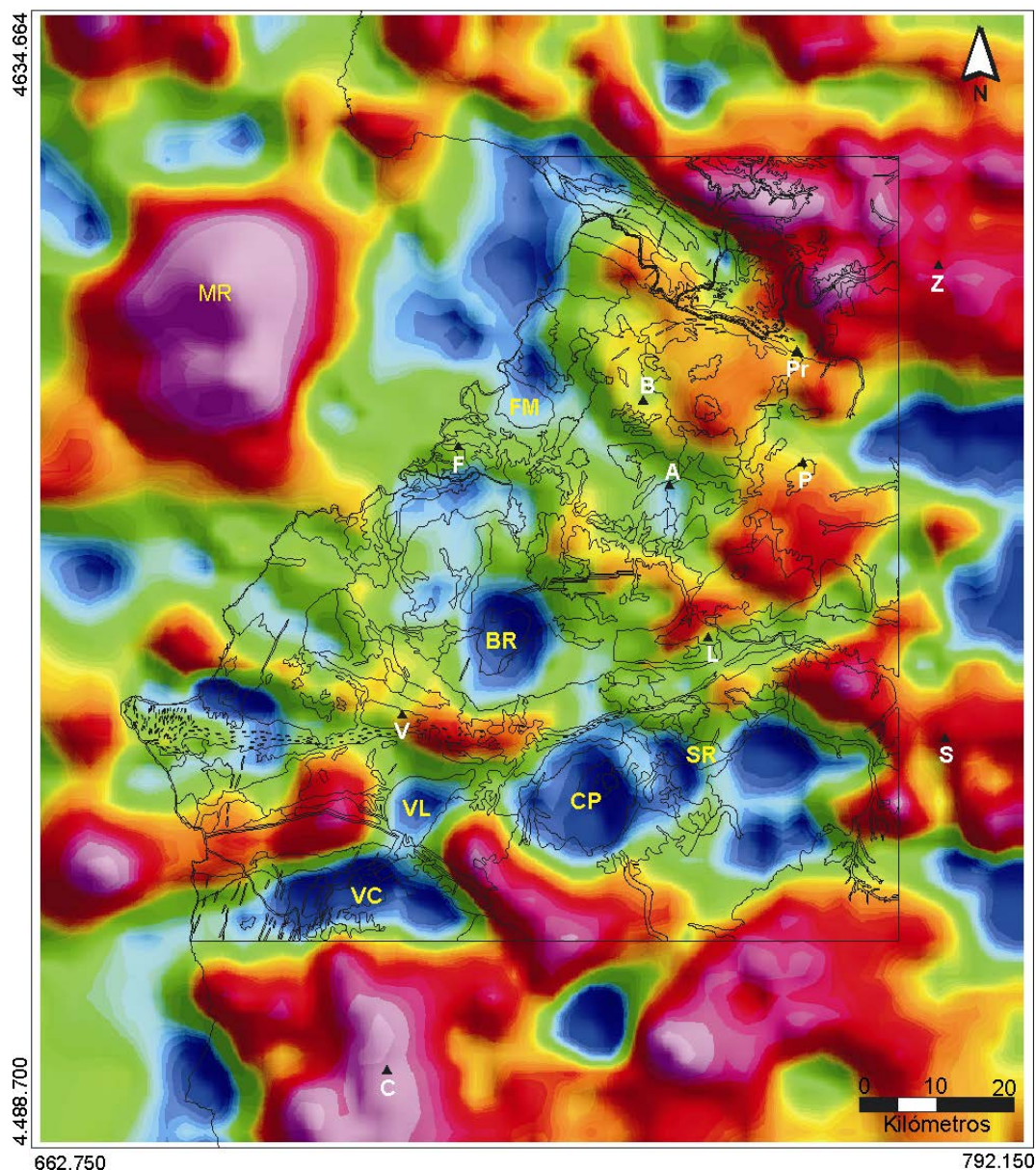
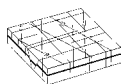


Figura 3.15. Mapa de Primera Derivada Vertical de la anomalía de Bouguer y contactos litológicos del área de estudio. Los rosas-rojos indican valores positivos (máximos) y los azules negativos (mínimos). Z: Zamora; Pr: Pereruela; B: Bermillo; F: Fermoselle; A: Almeida; P: Peñausende; L: Ledesma; V: Vitigudino; S: Salamanca. MR: Complejo de Morais; FM: macizo de Formariz; BR: m. de Brincones; CP: m. de Cipérez; SR: m. San Román; VL: m. Villavieja de Yeltes; VC: m. Villar de Ciervo.

En el mapa de primera derivada vertical (MPDV) el Complejo de Morais queda definido, una vez más, por los gradientes que marcan la traza de los contactos entre este cuerpo y su autóctono relativo. La geometría que se observa, dos máximos separados por una zona deprimida, coinciden a grandes rasgos con la estructura geológica del complejo, descrita en el apartado anterior.

Los cuerpos graníticos tardíos (Villar de Ciervo, Villavieja de Yeltes, Brincones, Cipérez y, en menor medida, San Román) quedan mejor definidos que en el mapa de anomalías de Bouguer y



existe una gran coincidencia entre los valores mínimos que producen y la geometría de su traza cartográfica en superficie (figura 3.15).

Al este y sureste del macizo de San Román hay dos mínimos muy bien definidos que probablemente estén reflejando la presencia de otros cuerpos graníticos subyacentes bajo los sedimentos terciarios aflorantes en esa zona.

La traza de la Cizalla de Juzbado que desde la Cuenca del Duero pasa por el sur de Ledesma y continúa al oeste de Vitigudino, queda puesta de manifiesto, especialmente en su tramo más oriental, como una zona de mínimos relativos. Una situación similar se observa al norte de Pereruela coincidiendo, aproximadamente, con la traza de la Cizalla de Pereruela (límite norte del Domo del Tormes) y con la orientación de la serie de pliegues que configuran la Sinforma de Alcañices y la traza del contacto del macizo de Ricobayo (figuras 3.15 y 2.8).

Una vez comentados los máximos, mínimos y gradientes del mapa de primera derivada vertical relacionados con las diferentes litologías y con las diferencias de densidad asociadas a los macizos graníticos, se van a comentar otra serie de zonas de alto gradiente que podrían estar relacionados con estructuras tectónicas de carácter cortical.

Con objeto de facilitar su visualización y comparar con las orientaciones de las estructuras cartografiadas en superficie, se han dibujado las principales zonas de alto gradiente, de traza rectilínea, sobre el mapa de primera derivada vertical y se ha superpuesto el Mapa de Fallas (figura 3.16). Esta interpretación se ha reducido al área donde se tiene un mayor control geológico y estructural, por lo que no se han interpretado los gradientes de las zonas limítrofes como las cuencas terciarias, la zona portuguesa y el área situada al norte del río Duero.

▪ RELACIONES ENTRE LA FRACTURACIÓN Y LOS GRADIENTES GRAVIMÉTRICOS

Como se puede observar en la figura 3.16 hay tres grupos principales de gradientes que se orientan N-S (1); NNE-SSO (2) y NE-SO (3), y un cuarto de orientación ONO-ESE (4).

Las ZAG de orientación ONO-ESE (4 en la figura 3.16) forman el grupo menos representado, y se sitúan al norte y sur de Ledesma. Muestran poco reflejo en la cartografía estructural (MF), donde prácticamente no se han identificado estructuras que denuncien su presencia en superficie. No obstante, su orientación parece estar más relacionada con la estructuración hercínica que da lugar a contrastes gravimétricos similares relacionados con el Sinclinal de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y con la Sinforma de Alcañices (figuras 3.15 y 2.1).

Las ZAG de orientación N-S (1 en la figura 3.16) sí presentan un reflejo en superficie y, a favor de ellos, se reconocen en la cartografía fallas alineadas de la misma orientación. Dentro de éstas, llaman la atención la que comienza al norte del macizo de Cipérez y la que pasa al este de Almeida que se denominarán ZAG de Cipérez y de Almeida, respectivamente. En las



proximidades de Almeida, existen grandes estructuras frágiles de orientación N-S cartografiadas, algunas de ellas con evidencias de actividad durante el Terciario, que se comentarán en capítulos posteriores.

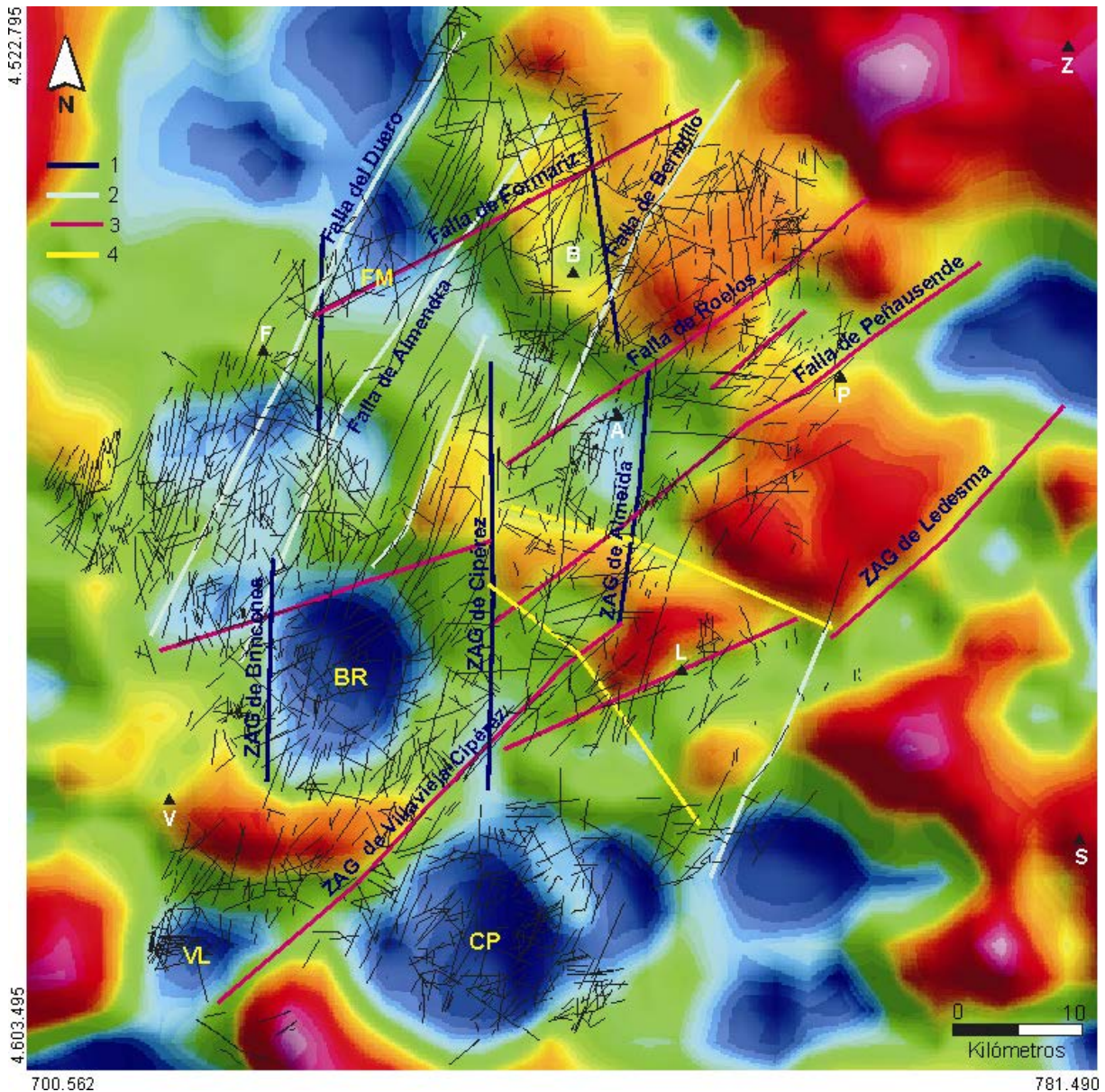


Figura 3.16. Superposición del Mapa de Fallas sobre el Mapa de Primera Derivada Vertical (MPDV) de la anomalía de Bouguer e interpretación de los principales límites rectilíneos. En el MPDV, los rosas-rojos indican valores positivos (máximos) y los azules negativos (mínimos). Z: Zamora; B: Bermillo; F: Fermoselle; A: Almeida; P: Peñausende; L: Ledesma; V: Vitigudino; S: Salamanca. BR: m. de Brincóns; CP: m. de Cipérez; VL: m. Villavieja de Yeltes; FM: m. Formariz. Gradientes: 1) N-S; 2) NNE-SSO; 3) NE-SO y 4) E-O a ONO-ESE.

Las zonas de alto gradiente de orientación NNE-SSO (2 en la figura 3.16) son los que presentan un mayor reflejo en la cartografía estructural de superficie. Ésta es una de las orientaciones de fracturación predominante a la que se asocian fallas de gran longitud (figura 3.5A). Dentro de este grupo, las ZAG más importantes son los dos más occidentales, que limitan el mínimo



asociado al macizo de Formariz (figuras 3.15 y 3.16). El más occidental coincide a grandes rasgos con el corredor de fracturación, mencionado previamente, a favor del cual se encaja el río Duero y en este trabajo se le denominará Falla del Duero. El más oriental coincide con la traza de una gran falla en superficie y se denominará Falla de Almendra. Un tercero, situado al este de Bermillo y también con reflejo en superficie, se denominará Falla de Bermillo (figura 3.16).

Otros ZAG de gran importancia y longitud son los NE-SO (3 en la figura 3.16), que también están relacionados con grandes estructuras en superficie (figuras 3.5B y 3.9B). Dentro de este grupo, cabe destacar los situados al norte de Bermillo, Almeida y Peñausende que están bien representados en la cartografía superficial. El más próximo a esta última localidad coincide con la falla de Peñausende, que pone en contacto materiales terciarios del borde occidental de la Cuenca del Duero con granitoides hercínicos (capítulo 5). El gradiente situado al norte de Almeida, con reflejo en superficie a favor de una serie de estructuras de orientación NE-SO, paralelas a la falla de Peñausende, se denominará en este trabajo Falla de Roelos y al gradiente situado al noreste de Bermillo, también de orientación NE-SO, se le denominará Falla de Formariz. Aunque queda fuera del Mapa de Fallas, también es llamativa la zona de alto gradiente, de la misma orientación, que limita el bloque de máximos situado al sur de Peñausende que se denominará ZAG de Ledesma.

Por último, si se observan las geometrías de los mínimos, relacionados con las intrusiones graníticas tardías, se puede interpretar una cierta estructuración de los bordes según orientaciones N-S y NE-SO. Tal es el caso del borde oeste del macizo de Brincones, y de los límites SE y NO de los macizos de Villavieja de Yeltes y Cipérez, respectivamente (figura 3.16). Esto podría estar indicando una intrusión condicionada por la existencia de estructuras o zonas de debilidad de estas orientaciones. Adicionalmente, el Macizo de Brincones presenta, próximo a su contacto occidental, la Falla de Brincones (Figura 2.9), una estructura de carácter dúctil-frágil que, aunque desplazada respecto a la ZAG de Brincones, presenta la misma orientación.



3.5. CONCLUSIONES

El análisis morfoestructural pone de manifiesto la existencia de una fuerte estructuración hercínica de orientación NO-SE que rodea al Domo del Tormes y queda claramente reflejada en la topografía. Los elementos principales de esta estructuración son la serie de pliegues situados al norte del río Duero, que constituyen la Sinforma de Alcañices, y al sur del área, el Sinclinal de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros, la Antiforma de Martiamor y Sinclinal de Tamames. Esta estructuración está probablemente controlando la disposición de la Cizalla de Pereruela y, en algún caso, como en el macizo de Ricobayo, podría haber condicionado la intrusión de los macizos graníticos.

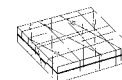
En cuanto a la red de drenaje, los cauces fluviales principales tienen una orientación preferente NO-SE, una vez más paralela a la estructuración hercínica mencionada. No obstante, en algunos casos esta orientación se ve truncada bruscamente, y los cursos fluviales se encajan según direcciones N-S a NNE-SSO. En este sentido caben destacar los ríos Duero y Águeda.

Los tramos fluviales de orientación N-S a NNE-SSO muestran una traza muy recta, como es el caso del río Águeda, o un encajamiento a favor de numerosos tramos rectilíneos, en el caso del Duero. Esto hace pensar que su disposición está controlada por la red de fracturación y, más concretamente, por las fallas de orientación N-S a NNE-SSO. Adicionalmente, observando el MLE, se puede definir un corredor de fracturación a favor del cual se encaja el Duero en su sector fronterizo, que además está de acuerdo con la disposición de los gradientes gravimétricos definidos en esta zona.

También llama la atención el brusco encajamiento de la red fluvial que se produce hacia el oeste del área. El MDT muestra como los ríos transcurren con muy poco encajamiento sobre los sedimentos cenozoicos de las cuencas, en algunos casos dando lugar a grandes llanuras de inundación, y sufren un brusco encajamiento cuando transcurren sobre los materiales más resistentes del Domo (granitos y metasedimentos). Este hecho se observa claramente en los cursos del Duero y el Tormes y en las extensas llanuras donde se sitúan las ciudades de Zamora y Salamanca, respectivamente.

En lo que a la red de fracturación se refiere, una vez analizadas las dos cartografías estructurales (MF y MLE) se pueden obtener algunas conclusiones:

Partiendo inicialmente de los mapas de fallas y lineamientos interpretados de forma individual, a partir de diferentes elementos (fotos aéreas, trabajos de campo, MDT...), se ha cubierto el área del Domo del Tormes y su entorno próximo (Cuenca del Duero, Fosa de Ciudad Rodrigo, Sinforma de Alcañices...). Entre ambos mapas se recogen estructuras con una gran variedad de tamaños, que oscilan entre el centenar de metros y la veintena de kilómetros.



En lo que a la orientación de las estructuras se refiere, las dos cartografías recogen rangos o modas de orientación equivalentes. Comparando los histogramas de orientación de fracturas/lineamientos correspondientes al MF y al MLE, se observa como, en ambos casos, la orientación menos representada es la NO-SE (N100-150°E para el MF y N100-130°E para el MLE). Sin embargo, en las orientaciones preferentes existe una cierta discrepancia entre uno y otro mapa; en el MF las orientaciones más frecuentes son NS-N40°E, mientras que en el MLE serían las N40-70°E (figura 3.17). No obstante, los análisis realizados en los apartados correspondientes muestran una estructuración común a ambas cartografías.

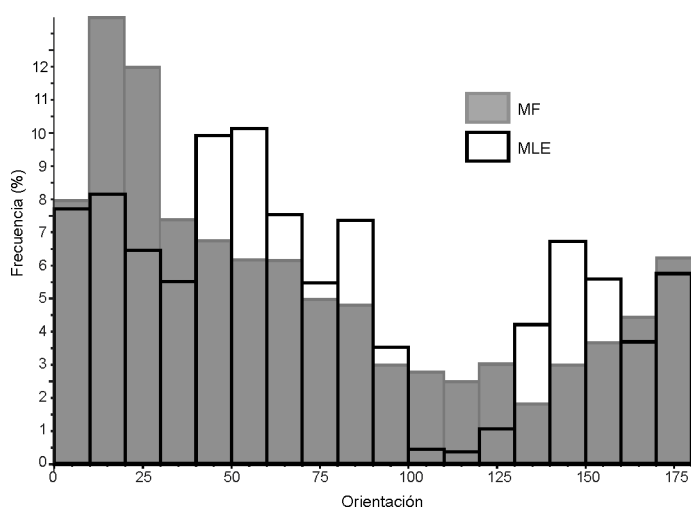
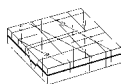


Figura 3.17. Histograma de orientaciones de fracturas en el Mapa de Fallas y en el Mapa de Lineamientos Estructurales.

El análisis detallado del MF y el MLE pone de manifiesto un patrón de fracturación definido fundamentalmente por una serie de fallas de gran longitud con dos orientaciones principales, N-S a NNE-SSO (modas A: NS-N40°E y N100-40°E) y NE-SO (modas B: N70-100°E). De forma complementaria existen otra serie de fracturas de orientación E-O a SSE-NNO (modas C y D) y menor tamaño que, aparentemente, están afectadas por las grandes estructuras de los grupos anteriores.

La moda E (N150-180°E) del Mapa de Fallas, podría estar relacionada con la estructuración NS-NNE (A) y, de hecho, en el MLE las estructuras más norteadas se han incorporado a este grupo. No obstante, en el caso del Mapa de Fallas se han tratado como una moda aparte (E) porque parecen definir un patrón de fracturación en sí misma, y porque se trata de fracturas de menor tamaño que también muestran una cierta compartimentación.

El análisis gravimétrico ha permitido estudiar la estructura del área en profundidad mediante la interpretación del mapa de anomalías de Bouguer y el mapa de primera derivada vertical del mismo. En una primera aproximación se han comparado las anomalías gravimétricas con la cartografía geológica de la zona, identificando la respuesta gravimétrica de las unidades geológicas presentes. Una vez identificados los máximos, mínimos y zonas de alto gradiente relacionados con las diferentes unidades geológicas, se han analizado los que pudieran responder



a estructuras tectónicas de carácter cortical y se ha comparado su orientación y disposición con la cartografía estructural de superficie.

En cuanto al reflejo gravimétrico de los diferentes materiales, se reconocen máximos y mínimos relativos asociados a los metasedimentos y a los sedimentos del borde de la Cuenca del Duero y Fosa de Ciudad Rodrigo, respectivamente; mientras que otra serie de mínimos están relacionados con determinadas facies graníticas (p. ej. Formariz) o con los macizos graníticos tardíos.

A partir del mapa de primera derivada vertical de anomalía de Bouguer, dentro de las zonas de alto gradiente que podrían asociarse a estructuras tectónicas de carácter cortical, se han definido cuatro grupos de orientaciones N-S (1); NNE-SSO (2), NE-SO (3) y E-O a ONO-ESE (4). A excepción del último grupo (4), que tiene un menor reflejo en la cartografía estructural de superficie, el resto sí está representado en superficie y, en la mayoría de los casos, se identifican en la cartografía (MF) fallas de orientación similar, coincidiendo con la traza de estos gradientes. De este modo, se han definido una serie de zonas de fractura de carácter cortical denominadas Falla del Duero, Formariz, Almendra, Bermillo y Roelos. Otras zonas de alto gradiente, al no estar reflejadas en la cartografía de superficie, se han denominado ZAG de Cipérez, Almeida, Villavieja-Cipérez, Ledesma y Brincones (figura 3.16). Esta última, aunque desplazada con respecto a ella podría estar relacionada con la Falla de Brincones.

Desde un punto de vista tectónico, unificando los resultados obtenidos en los diferentes análisis, se podría decir que la estructuración hercínica previa al emplazamiento del Domo tiene un gran reflejo tanto morfoestructural como gravimétrico y se manifiesta principalmente en forma de estructuras plegadas de orientación NO-SE. Sin embargo en las cartografías de fallas y lineamientos las estructuras de esta orientación son minoritarias.

En cuanto a la estructuración frágil, se han definido una serie de rangos de orientación que son comunes en las dos cartografías estructurales (MF y MLE). Desde un punto de vista frágil, la estructuración principal del área está relacionada con grandes estructuras N-S a NE-SO que en algunos casos se pueden asociar a las zonas rectilíneas de fuertes gradientes gravimétricos, antes mencionadas, indicando su carácter cortical. En un segundo término se encuentran estructuras de orientación E-O a SSE-NNO de menor tamaño, que parecen estar compartimentadas por las anteriores.



CAPÍTULO 4

ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL FRÁGIL

4.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describen los trabajos realizados y la metodología utilizada para el cálculo de los tensores de paleoesfuerzos responsables de la red de fracturación presente en la zona de estudio.

Para poder abordar esta tarea, el primer paso fue una recolección sistemática en campo de datos mesoestructurales. Las características geológicas de la zona dificultaron la definición en campo de diferentes fases afectando a materiales de edades distintas, ya que los datos fueron recogidos mayoritariamente en rocas graníticas y metamórficas hercínicas del Domo del Tormes. Esto hizo necesario ampliar el área de toma de datos hasta los bordes de las cuencas terciarias que limitan la zona con objeto de obtener información en materiales más recientes, que ayudara a constreñir la edad de actuación de los campos de paleoesfuerzos que se definen posteriormente.

Con los datos mesoestructurales de campo y mediante la aplicación métodos de Análisis Poblacional de Fallas se han calculado los estados puntuales de esfuerzo compatibles con el movimiento de las poblaciones de fallas presentes en cada estación de medida. Agrupando los tensores puntuales de esfuerzo con características comunes se han definido tres campos de paleoesfuerzos y se han generado los mapas de trayectorias de máxima compresión horizontal correspondientes a cada uno de ellos. La actuación de estos tres campos de paleoesfuerzos a lo largo del tiempo sería la responsable de los patrones de fracturación presentes en el área de estudio.





4.2. TRABAJOS DE CAMPO

Como paso previo a los trabajos de campo, se realizó una tarea de recopilación de sobre en la zona de estudio; donde existía abundante información geológica y estructural, como ha sido puesto de manifiesto en los capítulos anteriores. No obstante, la información estructural era mayoritariamente cartográfica y no recogía datos para el análisis cinemático y dinámico de la fracturación.

Posteriormente, con apoyo de ortoimágenes, fotografías aéreas e información previa, se plantearon las campañas de campo con objeto de obtener la información estructural necesaria para los objetivos del presente trabajo.

El área de toma de datos se centró en la estructura conocida como el Domo del Tormes (Martínez Fernández, 1974); existiendo una mayor densidad de estaciones en la mitad septentrional del mismo, al norte del embalse de Almendra (figura 4.1). Esto se debe a que condiciones de afloramiento más favorables han permitido realizar observaciones en un número mayor de estaciones.

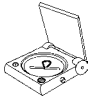
Las características geológicas del Domo del Tormes, constituido mayoritariamente por rocas graníticas y metamórficas hercínicas, ha dificultado la asignación de una edad a los eventos reconocidos. Por ello se completaron las observaciones realizadas en el Domo con otra serie de observaciones en los bordes de las cuencas limítrofes. En los casos en que fue posible se realizó una estación de toma de datos cinemáticos que ha sido analizada junto con el resto. En otros casos no se detectó la presencia de estrías de movimiento en la superficie de las fallas, pero se observaron evidencias de fracturación afectando a materiales de edad cenozoica, que se discutirán más adelante.

Adicionalmente, se detectó la presencia de una serie de fracturas con arcilla de falla asociada, susceptibles de ser datadas mediante geocronología, para lo cual se recolectaron las muestras correspondientes.

4.2.1. RECOPIACIÓN DE DATOS CINEMÁTICOS SOBRE PLANOS DE FALLA.

La visita a las estaciones previamente seleccionadas, se completó con un recorrido sistemático por la zona y, en particular por el mayor número posible de cortes artificiales; durante el que se seleccionaron los mejores afloramientos para la toma de datos mesoestructurales frágiles.

Los afloramientos naturales donde se han podido medir estrías de movimientos no son muy abundantes por lo que la mayoría de las estaciones se sitúan en los cortes artificiales de las carreteras, con afloramientos de entre 0.5 y 3 m de altura y de 10 a 50 m de longitud (fotografía 4.1). La excepción a esto la constituyen las canteras (estaciones 19, 23 y 41) donde se han recolectado un gran número de datos en todo el área de la explotación (fotografía 4.2).



La toma de datos en campo se realizó con una Brújula tectónica Freiburger, con medición de los siguientes elementos estructurales: Sentido de buzamiento ($0-360^\circ$), buzamiento ($0-90^\circ$), cabeceo de la estría medido desde la dirección de buzamiento en sentido horario ($0-180^\circ$) y sentido de movimiento, si era posible.

Durante la campaña de campo se tomaron 1428 datos de orientación del plano de falla y estría asociada, en un total de 56 estaciones distribuidas a lo largo la zona de estudio (figura 4.1). En 486 de las medidas se pudo determinar, en campo, el sentido de movimiento de la falla; dato que resulta de gran importancia para realizar el posterior análisis. A partir de los puntos conocidos se puede deducir con cierta confianza el sentido de movimiento de planos similares e, igualmente, contrastar la aplicación de modelos mecánicos para asignar sentido de movimiento teórico a los planos en los que no ha sido posible definirlo en campo (Modelo de Deslizamiento, Reches, 1983; De Vicente, 1988).

Además de los criterios macro-mesoestructurales, como saltos estratigráficos, desplazamiento de elementos o estructuras (fracturas previas, diques, enclaves, granos minerales, etc.), para definir el sentido de movimiento de la falla resultan fundamentales las morfologías asimétricas observables sobre la superficie del plano de falla (figura 4.2).

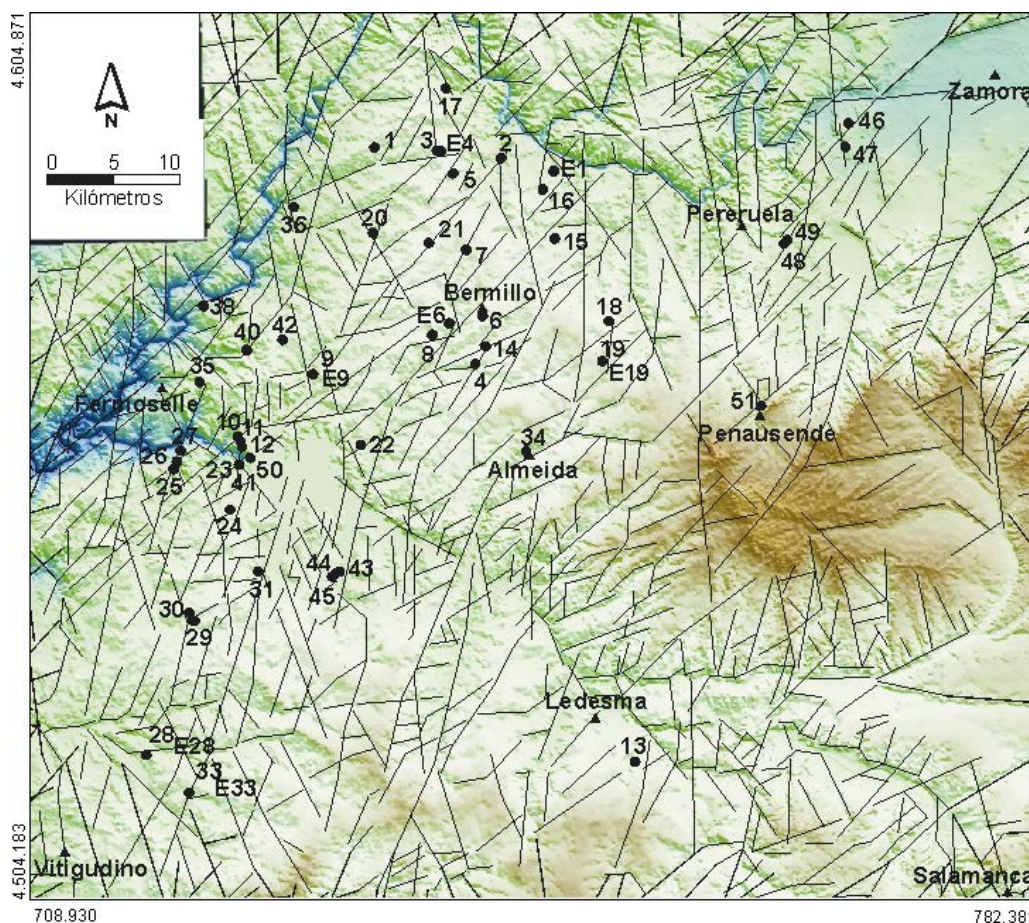


Figura 4.1. Situación de las estaciones de toma de datos cinemáticos (Tabla 4.3) representada sobre el MDT y el MLE (capítulo 3).



De los criterios de determinación de sentido de movimiento sobre plano de falla descritos en la bibliografía y que, además, estaban presentes en la zona de estudio, se han utilizado los más fiables. La mayoría de los criterios se describen como “positivos” o “negativos” en función de la sensación de fricción que se produce cuando el observador mueve la mano sobre la superficie de la falla, en ambos sentidos y paralelamente a la dirección de la estría (Angelier, 1994). Así, un criterio “positivo” significa que el movimiento más fácil, menor fricción, corresponde al sentido real de desplazamiento del bloque ausente. Un criterio “negativo” significa que cuando la mano se mueve en el mismo sentido que el bloque ausente, la fricción que se siente es mayor. A continuación se describen brevemente los criterios utilizados, así como el grado de fiabilidad que otorga Angelier (1994) y que se ha otorgado en este trabajo (figura 4.2).

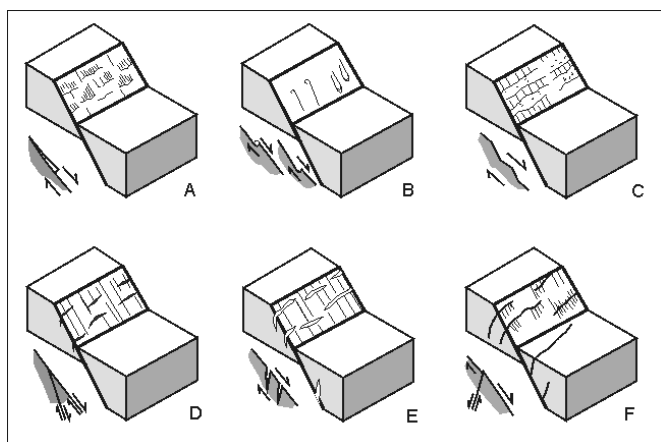


Figura 4.2. Criterios de determinación del sentido de movimiento sobre el plano de falla. A) Escalones de acreción de minerales; B) Marcas de arrastre tectónico; C) Facetas pulidas y rugosas; D) Planos de Riedel; E) Grietas de tensión; F) Fracturas de cizalla conjugadas. (modificado de Angelier, 1994)

- Escalones de acreción de minerales (“*accretionary mineral steps*”) (figura 4.2A). Se desarrollan debido al crecimiento de fibras minerales que cristalizan durante el deslizamiento. Es uno de los criterios más comúnmente encontrados. Es un criterio “positivo” y con una fiabilidad del 100% cuando aparecen los dos extremos de las fibras minerales. Prácticamente la totalidad de los planos medidos presentaban fibras de acreción mineral. Siendo este el criterio utilizado más frecuentemente y en el que se han basado el 90% de los sentidos de movimiento definidos en este trabajo.
- Marcas de arrastre tectónico (“*tectonic tool marks*”) (figura 4.2B). Están producidas por cantos u otros clastos y se pueden observar en relieve o como hendiduras asimétricas en función de la cara que se observe. El criterio es “negativo” y tiene una fiabilidad del 100% si el marcador está presente y del 85%, aproximadamente, si esta ausente. Este criterio se ha observado en muy pocas ocasiones, los casos en los que se ha tenido en cuenta han sido principalmente en las estaciones tomadas sobre materiales detríticos.
- Facetas pulidas y rugosas (figura 4.2C). Las primeras sufren fricción, mientras que las segundas se abren durante el movimiento de la falla, debido a que ésta presenta una superficie alabeada. Las facetas pueden tener formas variadas, presentando en muchos casos un eje largo perpendicular a la dirección de deslizamiento. Se trata de un criterio positivo y fiable en un 80% de los casos. Las facetas que sufren fricción pueden estar pulidas y estriadas, mientras



que las facetas que se abren son rugosas, o bien pueden estar cubiertas con fragmentos de roca, óxidos de hierro o minerales cristalizados (cuarzo, calcita, etc.). Este criterio únicamente se ha observado de forma clara en algunos planos de gran tamaño (p. ej. estación 49) en los que la asignación del sentido de movimiento también se ha apoyado en las observaciones de los escalones de acreción de minerales presentes en los mismos.

- Planos de Riedel (figura 4.2D). Suelen intersectar las superficies de las fallas, formando ángulos de entre 5 y 25° con las mismas. Cuando se pueden observar, el sentido de movimiento es el mismo que el del plano principal. Las intersecciones con el plano de falla son perpendiculares a la dirección de la estría y tienen un carácter “negativo”, debido a la cresta del diedro agudo formado por el plano principal y el de Riedel. Este criterio puede ser ambiguo (fiabilidad del 75%), especialmente cuando se desarrollan lentejones de cizalla (“*shear lenses*”) en la superficie de la falla, o bien porque se pueden confundir con fracturas de cizalla conjugadas al plano de falla. Por este motivo se ha utilizado en contadas ocasiones y normalmente como criterio de apoyo a las interpretaciones de sentido de movimiento basadas en los escalones de acreción de minerales y/o facetas pulidas y rugosas.
- Grietas de tensión (“*tension gashes*”) (figura 4.2E). Su intersección con la superficie de la falla es aproximadamente perpendicular a las estrías, y forman un ángulo agudo (entre 30 y 50°) con la superficie de la falla, por lo que las crestas correspondientes definen una polaridad “negativa”. Es un criterio fiable al 70%, cuando es observable tanto en el plano de falla como en una sección oblicua o perpendicular al mismo. Al igual que los planos de Riedel, se ha utilizado en contadas ocasiones y generalmente con apoyo de otros criterios.
- Fracturas de cizalla conjugadas (figura 4.2F). Son pequeñas fallas conjugadas que se forman a 40-70° de la principal. Son un criterio negativo y fiable al 70%. Al igual que los planos de Riedel y las grietas de tensión, su intersección sobre el plano principal es perpendicular a la dirección de la estría. Este criterio se ha utilizado en las mismas condiciones que los planos de Riedel y las grietas de tensión.

En lo que se refiere a los materiales sobre los que se han tomado las medidas, el 96% de las estaciones de toma de datos cinemáticos se encontraba sobre materiales hercínicos, principalmente granitos y, en menor medida, en rocas metamórficas (fotografía 4.3). Los materiales más recientes, cenozoicos, son muy escasos en la zona de estudio y sus características y condiciones de afloramiento no han facilitado la toma de datos cinemáticos en los mismos. Por esta razón se llevó a cabo una búsqueda de afloramientos, más adecuados para la realización de observaciones estructurales, en zonas de borde de la Cuenca del Duero y Fosa de Ciudad Rodrigo. El objetivo era disponer de una vía de datación relativa de los tensores de esfuerzo calculados, dando apoyo crono-estratigráfico al análisis cinemático convencional.

Las observaciones realizadas en la Fosa de Ciudad Rodrigo no han proporcionado los datos necesarios para el análisis, aunque sí algunas evidencias de fracturación afectando a materiales



cenozoicos, que se describen en el apartado siguiente. Sin embargo, en los bordes de la Cuenca del Duero ha sido posible tomar datos en cuatro estaciones de medida. Dos de estas estaciones (46 y 47) se encuentran en la Formación areniscas silíceas y conglomerados del Paleoceno-Eoceno inferior (IGME, 19980) equivalente a la UTS-MC (Santisteban et ál., 1991); otra (51), relacionada con la falla de Peñausende, sobre la silicificación fini-paleocena situada a techo de la UTS-MC; y la cuarta (49) sobre una alterita silicificada con evidencias de cementación por ópalo, también relacionado con la UTS-MC (fotografías 4.4 a 4.6).



Fotografía 4.1. Afloramiento en corte artificial de carretera, estación 42.



Fotografía 4.2. Cantera del Embalse de Almendra, estación 23.



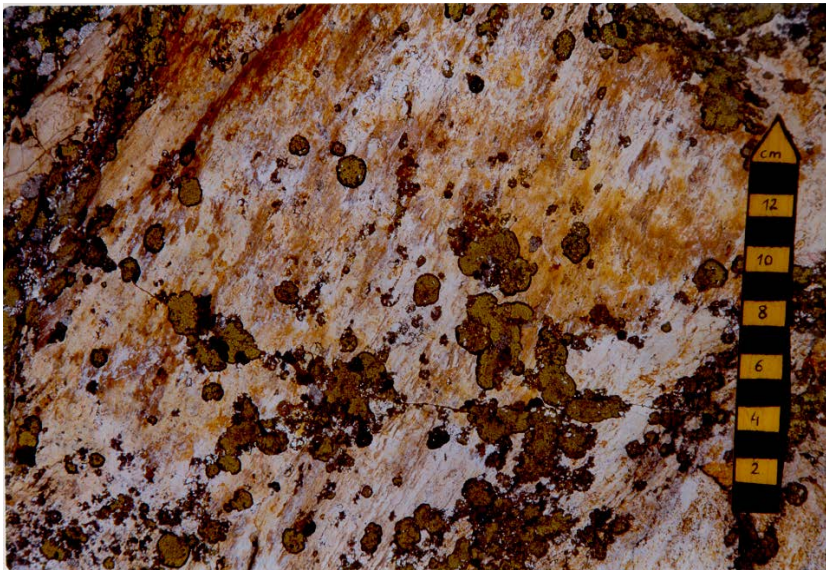
Fotografía 4.3. Estrías de falla sobre un granito de dos micas de grano grueso (Estación 10).



Fotografía 4.4. Areniscas silíceas y conglomerados del Paleoceno-Eoceno Inferior (Estación 46).

Fotografía 4.5. Estrías de falla sobre ópalo, en la alterita silicificada de la estación 49.





Fotografía 4.6. Estrías de falla sobre la silicificación fini-paleocena (Estación 51)

Fotografía 4.7. Mina de “El Cubito” contacto entre metasedimentos paleozoicos y Series Rojas de El Cubito.





4.2.2. EVIDENCIAS DE FRACTURACIÓN SOBRE MATERIALES CENOZOICOS

Durante los trabajos de campo se realizaron una serie de recorridos por los límites de la zona de estudio y áreas próximas con objeto de encontrar evidencias de fracturación afectando a materiales post-mesozoicos que completaran la información sobre deformación alpina aportada por las estaciones cinemáticas tomadas en materiales terciarios.

En trabajos previos, Gracia Plaza et ál. (1981), Alonso Gavilan y Polo (1987), Santisteban et ál. (1996b) y Santisteban (1998) entre otros, citaban la existencia de fracturas afectando a materiales cenozoicos, en algunos casos aflorantes, y en otros deducidas por criterios estratigráficos. La situación de algunas de estas estructuras, reconocidas en campo, se muestra en la figura (figura 4.3).

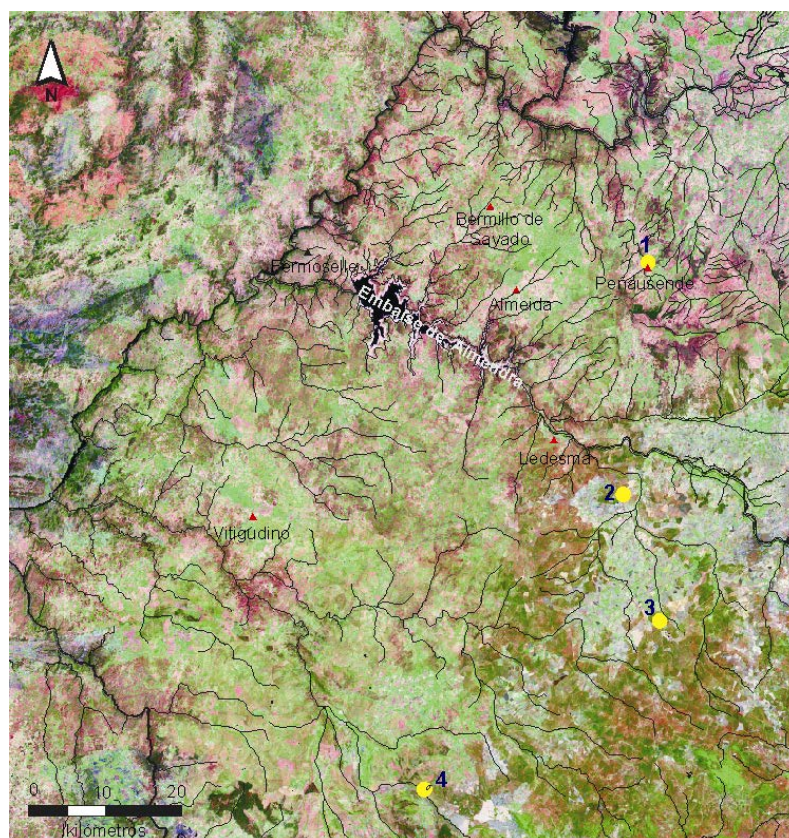


Figura 4.3. Situación de las estructuras con evidencias de actividad cenozoica sobre la imagen de satélite (NASA, 2003). (1) Falla de Peñausende; (2) Mina de Golpejas; (3) Mina del Cubito; (4) Fallas del Cristo de la Laguna.

La Falla de Peñausende, situada al NE de la zona de estudio (figura 4.3) está relacionada con el cerro testigo de Peñausende (fotografía 6.2). Se trata de una estructura de dirección NE-SO que presenta un movimiento mayoritariamente normal, con labio hundido hacia el NNO. Pone en contacto la silicificación paleógena que afecta las alteritas mesozoicas con los materiales graníticos sin silicificar. En campo se pudo observar la existencia de numerosos planos de falla



con estrías de movimiento subverticales, mostrando un desplazamiento de tipo normal (estación cinemática 51).

En la mina de Golpejas (figura 4.3), situada en la localidad del mismo nombre, aflora una gran estructura que pone en contacto los materiales terciarios correspondientes a la UTS-P1 (figura 2.4), de edad Eoceno inferior (Santisteban et ál., 1991), con los metasedimentos paleozoicos.

Las cinemática e implicaciones cronológicas de las fallas de Peñausende y Golpejas se describirán con más detalle en el capítulo siguiente, donde se discute la cronología de las diferentes etapas que se definen en este capítulo.

Un poco más al sur, en la mina de “El Cubito” (figura 4.3), Gracia Plaza et ál. (1981) describen tres fallas afectando a las Series Rojas de “El Cubito”. A una de las fallas, de dirección N8-N40°E y de tipo normal direccional, le asignan un desplazamiento de unos 30 m en la vertical y de varios cientos de metros en la horizontal. Adicionalmente, mencionan la presencia de una tercera falla de dirección E-O, cuyo plano no llegó a ser descubierto, pero cuya existencia queda probada por la brusca pérdida de potencia de los materiales terciarios. Para esta estructura deducen un movimiento normal-direccional de tipo dextroso (Gracia Plaza et ál., 1981).

La serie descrita por Gracia Plaza et ál. (1981) en la mina de El Cubito consta de los siguientes tramos, de muro a techo: A) 12 m de materiales heterométricos con abundancia de bloques y cantos de pizarras, micacitas y fragmentos de conglomerados y cuarzo. B) 8 a 10 m de materiales arcillosos de intenso color rojo con abundantes cantos de naturaleza y tamaño variables, similares a los anteriores. C) Cobertera cuaternaria de color gris oscuro. El conjunto de estos materiales puede encontrarse apoyado sobre el zócalo pizarroso paleozoico.

En campo se reconocieron todos los tramos de esta serie y los dos primeros se encontraban en contacto con el metasedimentos paleozoicos. El contacto se situaba a favor de un pequeño valle de orientación aproximada E-O (fotografía 4.7). En la base de los materiales rojos y sobre los esquistos paleozoicos, en contacto con los mismos, se detectó la presencia de estrías de falla de tipo desgarre dextroso en un plano con orientación N110°E, siguiendo la orientación del contacto mencionado. De este modo, la orientación y características de esta falla coinciden con la falla de orientación E-O previamente deducida por Gracia Plaza et ál. (1981).

Bastante más al sur, en los escarpes del río Yeltes, en las proximidades del Cristo de la Laguna se ha descrito la presencia de una serie de fracturas, de componente normal y orientación N-S a N30°E que ponen en contacto las arcosas del Paleógeno con los materiales rojos del Mioceno inferior y que, en algunos casos, están fosilizadas por los depósitos del Mioceno medio y, en otros, afectan a materiales de edad Mioceno superior (IGME, 2000f). Estas estructuras, fallas del Cristo de la Laguna, implican la existencia de actividad tectónica durante el Mioceno.



4.2.3. ESTRUCTURAS CON DESARROLLO DE ARCILLAS DE FALLA

En la zona de estudio se han detectado cuatro estructuras de tipo “*fault gouges*” en las que se ha desarrollado arcilla de falla. Las reacciones químicas causadas por las variaciones de presión y temperatura durante el movimiento de las fallas, así como las interacciones con fluidos que circulan a favor de las mismas, da lugar a la cristalización/recristalización de determinados minerales susceptibles de ser datados que, en condiciones frágiles, son principalmente minerales de la arcilla.

De este modo, datar mediante geocronología absoluta los minerales de la arcilla asociados al movimiento de la falla proporciona información sobre la edad de actividad de la estructura, que dio lugar a la formación de arcillas (capítulo 5).

En una primera etapa se recogieron muestras del material arcilloso en la zona de máxima trituración y se realizó una recogida de datos cinemáticos en el entorno de las estructuras, sobre materiales graníticos del Domo del Tormes (estaciones 26, 31 y 35). Estos datos han permitido calcular el tensor de esfuerzo para las estaciones donde se recogieron las muestras.

En una etapa posterior, como apoyo a la interpretación de las dataciones absolutas, se realizaron observaciones adicionales sobre las zonas de falla trituradas, con toma de datos cinemáticos en la brecha de falla y sobre el material arcilloso. El análisis cinemático, realizado a partir de un número suficiente de datos tomados exclusivamente en la zona de máxima trituración, permitirá definir el tensor de esfuerzo bajo el que se han producido las estrías que se encuentran sobre la arcilla y que, o bien están asociadas al desarrollo de ésta o se han producido con posterioridad a la misma. Esta información, que se discutirá en el siguiente capítulo, apoyará la interpretación de las edades absolutas obtenidas.

Las cuatro estructuras de tipo *fault gouges* detectadas se encuentran en la mitad occidental del área de estudio, en las estaciones cinemáticas 26, 31 y 35 (figura 4.1).

En la estación 26 se han detectado dos estructuras con arcilla de falla (H26-1 y H26-2), con una separación de 11 m entre ambas (fotografía 4.8). En el caso de H26-1, la zona de trituración tiene un tono ocre-rojizo. El material de tipo areno-arcilloso, con cantos procedentes de la roca caja de entre 2 y 4 mm de diámetro, constituye una franja de unos 10 cm de anchura. Dentro de éste existe un nivel más arcilloso, de 4 cm de potencia, que muestra una disposición asimétrica; situándose principalmente a la derecha (sur) de la zona de trituración (fotografía 4.9). En conjunto la estructura tiene una dirección N100°E y un buzamiento de 70-75°N (figura 4.4).

En H26-2 la zona de trituración mide unos 50 cm de ancho y contiene un nivel muy arcilloso de 1 cm de potencia que, una vez más, se dispone de forma asimétrica situándose a la izquierda (norte). Entorno a la franja más arcillosa hay unos 20 cm de material areno-arcilloso con cantos de hasta 2 mm que aún conserva la estructura del granito y que, paulatinamente, pasa a ser el



granito alterado a tonos rojos-marrones y finalmente con muy poca alteración. Hacia la izquierda del nivel arcilloso esta transición se produce de forma más rápida, debido a la proximidad de la roca caja (fotografías 4.10 y 4.11). En conjunto la estructura tiene una dirección N100-110°E y un buzamiento de 60°S (figura 4.4).

En H31 la zona de falla tiene 130 cm de anchura; hay una franja de máxima trituración, arenosa con matriz arcillosa, de unos 50 cm de ancho donde se conservan fragmentos de la roca caja y, en algún, caso la textura del granito arenizado. En el interior de esta franja, en la zona central, hay una capa de arcilla de colores grisáceos a rojos-ocres, con un espesor máximo de 10 cm (fotografías 4.12 y 4.13). En conjunto la estructura tiene una dirección N130-150°E y un buzamiento de 60-70°NE (figura 4.4).

En H35 la zona de fractura coincide con la presencia de un dique rico en feldespato. La franja de máxima trituración es inferior a 5 cm y contiene un material de tipo arena con matriz arcillosa, con cantos de feldespato y cuarzo de hasta 5 mm y color amarillo-ocre, y un nivel de arcilla blanca de 1 cm de espesor. Entorno a este nivel, la trituración de la roca caja es mucho menor que en los casos anteriores (fotografías 4.14 y 4.15). En conjunto la estructura tiene una dirección N10°O-10°E y un buzamiento de 55-65°E (figura 4.4).

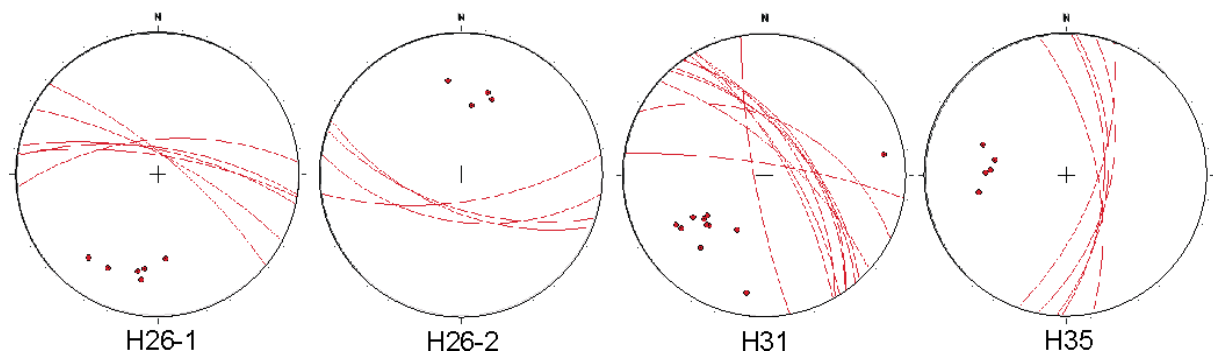


Figura 4.4. Planos de fracturación medidos en las brechas de falla (H26-1; H26-2; H31 y H35).



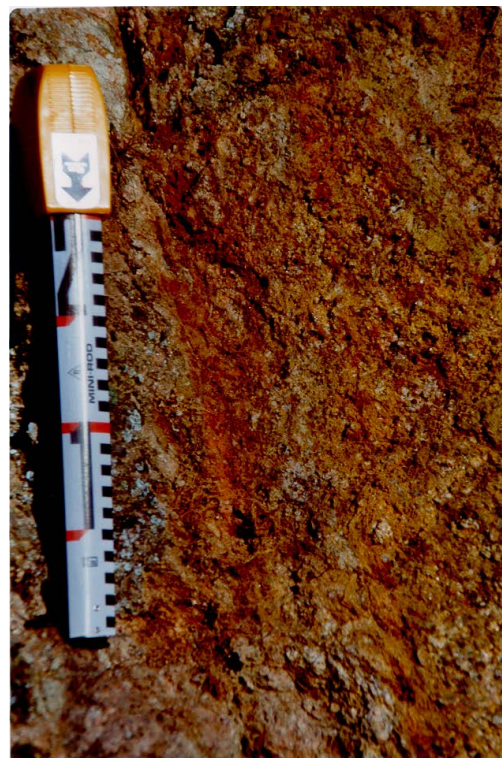
Fotografía 4.8. Zona de falla, H26-1 y H26-2.



Fotografía 4.9. Zona de falla, H26-1.



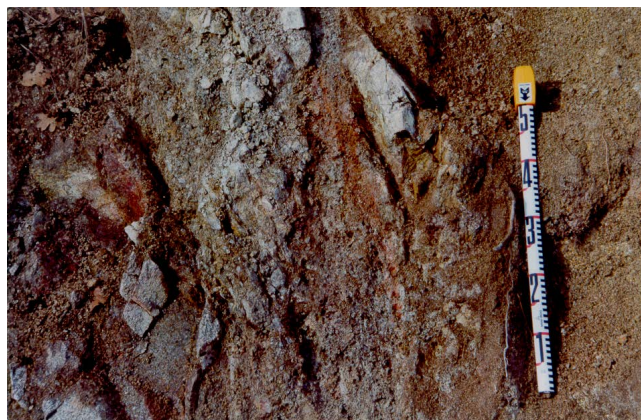
Fotografía 4.10. Zona de falla, H26-2.



Fotografía 4.11. Zona de falla, H26-2 (detalle).



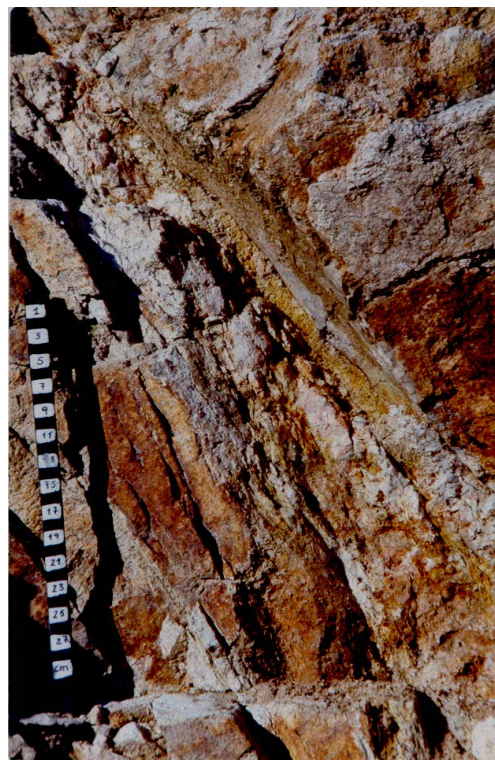
Fotografía 4.12. Zona de falla, H31.



Fotografía 4.13. Zona de falla, H31 (detalle).



Fotografía 4.14. Zona de falla, H35.



Fotografía 4.15. Zona de falla, H35 (detalle).



4.3. ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS

4.3.1. MÉTODOS DE ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS

Para el cálculo de los tensores de paleoesfuerzos se han utilizado los métodos de Análisis Poblacional de Fallas, basados en el estudio estadístico de las orientaciones de las fracturas; y cuyo objetivo es caracterizar las fallas desde un punto de vista geométrico, cinemático y, fundamentalmente, dinámico. Estos métodos utilizan como datos de entrada una serie de parámetros geométricos y cinemáticos de cada falla como son la orientación del plano de falla y de la estría de deslizamiento sobre el mismo, y el sentido de movimiento de la fractura. Para que los resultados sean representativos se debe disponer de un número suficiente de datos, medidos en una serie de estaciones repartidas lo más homogéneamente posible por la zona de estudio.

En este trabajo se han utilizado métodos numéricos, gráficos, geométricos y mecánicos con el fin de obtener los tensores de paleoesfuerzos causantes de la red de fracturación existente en la zona. Son varios los autores que vienen desarrollando esta metodología, sobre todo desde la década de los 70 (Anderson 1951; Arthaud y Choukroune 1972; Pegoraro 1972; Carey y Brunier 1974; Armijo y Cisternas 1978; Angelier y Mechler 1977; Angelier 1979, 1984; Angelier et ál. 1982; Etchecopar et ál. 1981; Simón 1986; Reches 1978, 1983, 1987; Reches y Dieterich 1983; Lisle 1987; De Vicente 1988; Etchecopar y Mattauer 1988; Galindo y González Lodeiro 1988; Rivera y Cisternas 1990; Reches et ál. 1992, entre otros) y numerosos trabajos en los que se ha aplicado esta metodología, tanto al análisis de poblaciones de fallas (p. ej. Muñoz Martín 1997; Rodríguez Pascua 1998) como a cálculo de mecanismos focales de terremotos (p. ej. Giner, 1996; Herráiz et ál., 2000). Dado que el fundamento de los métodos y su funcionamiento esta ampliamente descrito en la bibliografía, en este trabajo se hará una descripción breve los mismos, con especial énfasis en los métodos utilizados.

En lo que se refiere al desarrollo histórico de los métodos de inversión, fue Anderson en 1951 el primero que estableció una relación entre el estado de esfuerzos y la fracturación de las rocas, a partir del criterio de fracturación de Navier-Coulomb; modelo que es aún válido para sistemas de fallas neoformadas y con cabeceos "puros" (90° ó 0° , figura 4.5).

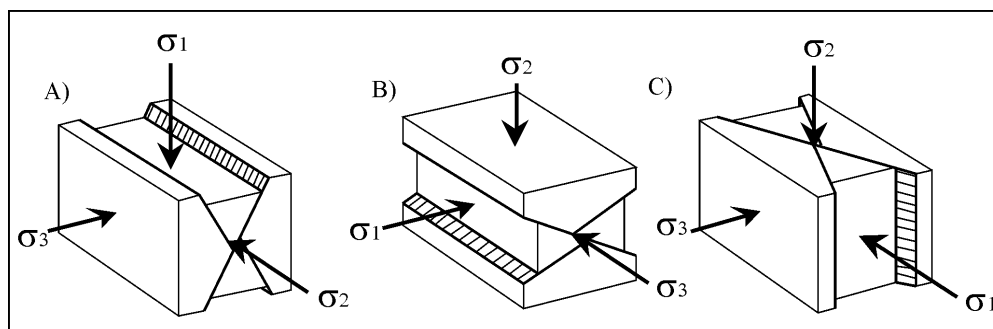


Figura 4.5. Modelo de fracturación de Anderson (1951). Sistemas de fallas conjugadas relacionadas con los tres regímenes de esfuerzos: A) Fallas normales (extensión), B) Fallas inversas (compresión), C) Fallas en dirección (desgarre) (modificado de Muñoz Martín, 1997)



Posteriormente Bott (1959) propuso la ecuación que lleva su nombre y que es la base de numerosos métodos de inversión de esfuerzos posteriores.

$$\text{TAN}(\theta) = \frac{n}{l m} (m^2 - (1 - n^2) R') \quad [4.1]$$

para: θ = cabeceo de la estría sobre el plano de falla; l , m , n = cosenos directores del plano de falla; σ_z = esfuerzo principal vertical; σ_y = esfuerzo principal horizontal máximo y σ_x = esfuerzo principal horizontal mínimo.

Esta ecuación relaciona la orientación y la forma del elipsoide de esfuerzos que actúa sobre un plano preexistente, con la orientación de la máxima componente de cizalla (τ) sobre dicho plano. Donde R' es el "factor de forma" del tensor de esfuerzo ("stress ratio") y proporciona la forma del elipsoide de esfuerzos:

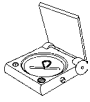
$$R' = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x} \quad [4.2]$$

De este modo, en función del valor de R' , los elipsoides de esfuerzos se clasifican en siete tipos (tabla 4.1).

R'	TIPOS DE EJES	RÉGIMEN DE ESFUERZOS
$R' \rightarrow -\infty$	$\sigma_y = \sigma_x > \sigma_z$	COMPRESIÓN RADIAL
$R' < 0$	$\sigma_y > \sigma_x > \sigma_z$	COMPRESIÓN TRIAXIAL
$R' = 0$	$\sigma_y > \sigma_x = \sigma_z$	COMPRESIÓN UNIAxIAL
$0 < R' < 1$	$\sigma_y > \sigma_z > \sigma_x$	DESGARRE
$R' = 1$	$\sigma_z = \sigma_y > \sigma_x$	EXTENSIÓN UNIAxIAL
$R' > 1$	$\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$	EXTENSIÓN TRIAXIAL
$R' \rightarrow +\infty$	$\sigma_z > \sigma_y = \sigma_x$	EXTENSIÓN RADIAL

Tabla 4.1. Clasificación del régimen de esfuerzos en función del valor de R' y las magnitudes relativas de los tres ejes principales de esfuerzo.

En 1969, Arthaud intentó solucionar el problema inverso de la reconstrucción de paleoesfuerzos mediante el análisis gráfico de los deslizamientos sobre planos de debilidad con todas las orientaciones posibles. Así, propone un modelo que relaciona los ejes de esfuerzos y el movimiento de fallas preexistentes. Pero, es a partir de finales de los sesenta y a principios de los setenta, cuando se desarrollan numerosos intentos de reconstrucciones de paleoesfuerzos basados en el análisis microtectónico frágil (Choukroune, 1973; Mattauer, 1976, entre otros). Pegoraro (1972) propone el Método de los Diedros Rectos, un método gráfico que Angelier y Mechler (1977) difunden y ponen en marcha posteriormente a través de ordenador. Paralelamente, Carey y Brunier (1974) y Carey (1976), desarrollan el primer método numérico para deducir tensores de esfuerzo a partir de planos y estrías de falla. Los autores invirtieron el razonamiento de Bott



(1959) y propusieron calcular un tensor de esfuerzo reducido a partir de un conjunto de datos que incluye las direcciones de movimiento, definidas por las estrías de movimiento sobre planos de falla con diferentes orientaciones. Este último análisis permitió el desarrollo posterior de numerosos métodos con mejoras en la calidad de la solución y análisis adicionales.

Dado que la campaña de campo ha sido específicamente diseñada para este tipo de estudio, no ha sido preciso la aplicación de todos los métodos de análisis para corregir la incertidumbre de los datos iniciales. Por ello y, explotando las experiencias adquiridas durante el trabajos previos (De Vicente 1988; Muñoz Martín, 1997; Enresa, 1998; CSN, 1998), se ha seleccionado, como método más adecuado, el Método de Inversión de Esfuerzos de Reches (Reches, 1987; Reches, 1992). Otros métodos, Diedros Rectos (Angelier y Mechler, 1977) y Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988) han sido utilizados de forma preliminar para preparar las estaciones y plantear la aplicación del Método de Inversión de Esfuerzos y, esporádicamente, para contrastar o resolver alguna duda puntual.

4.3.1.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MÉTODOS DE ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS UTILIZADOS

▪ **MÉTODO DE LOS DIEDROS RECTOS**

Como se ha dicho previamente, este método fue ideado por Pegoraro (1972) y difundido y puesto en práctica, con medios informáticos, por Angelier y Mechler (1977).

Se trata de un método geométrico basado en los mecanismos focales de terremotos. Mediante el trazado, en proyección estereográfica, de un plano auxiliar perpendicular a la estría, la región entorno a una falla queda dividida en cuatro cuadrantes. Dos de éstos son de compresión y dos de extensión. Para cada falla, el esfuerzo principal mayor (σ_1) queda comprendido en los diedros en compresión; y el menor (σ_3) en los de extensión (figura 4.6A y B).

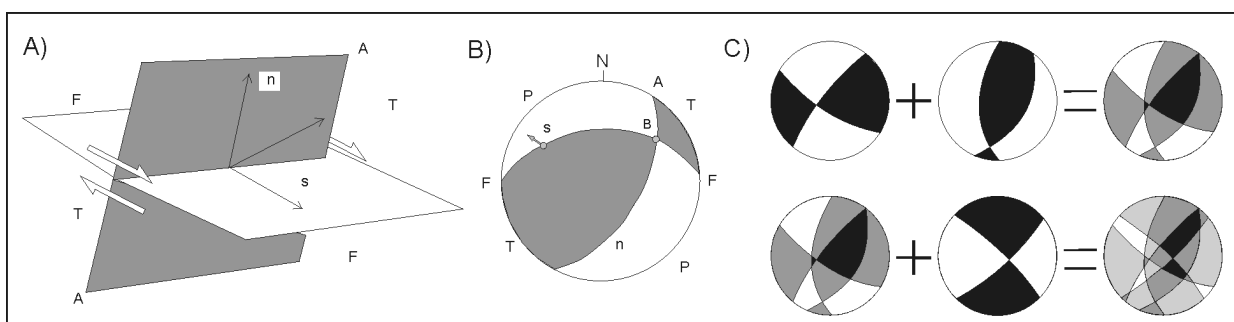


Figura 4.6. A) Diedros rectos y mecanismo focal de una falla en perspectiva; donde: F, plano de falla; A, plano auxiliar; n, vector unitario normal al plano de falla; s, vector unitario de deslizamiento; B, intersección de los planos F y A; P, diedro compresivo; T, diedro extensivo. B) Procedimiento gráfico del Método de los Diedros Rectos (Angelier y Mechler, 1977) para dos fallas, en negro compresión y en blanco extensión (modificado de Muñoz Martín, 1997).



Cuando analizamos una población de fallas se suman las áreas de los cuadrantes en compresión y en extensión de cada una de las estructuras, hallando de este modo los campos compatibles en compresión y extensión para toda la población (figura 4.6C).

El principal inconveniente que presenta es que, al tratarse de un método gráfico, las soluciones que aporta son cualitativas, en ocasiones con un grado de ambigüedad importante, y, en principio, no proporciona datos sobre la forma del elipsoide de esfuerzos causante del movimiento.

▪ MODELO DE DESLIZAMIENTO

El Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983) trata de explicar el hecho de que, en condiciones triaxiales de deformación frágil, las fracturas se disponen según una simetría ortorrómbica con respecto a los ejes fundamentales del elipsoide de deformación. Este modelo se deduce a partir del criterio de fractura de Navier-Coulomb, e incluye como un caso particular (deformación plana, $e_z = 0$) el modelo de fracturación de Anderson (1951), el cual presenta una simetría de los planos de falla de tipo monoclinica. El modelo asume que los planos de falla activos son aquellos que son capaces de disipar mejor la energía friccional de la deformación (figura 4.7).

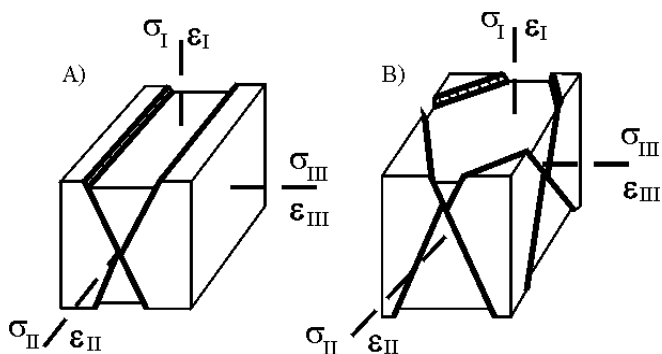


Figura 4.7. Geometría comparada de los planos de falla según el Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983): A) Caso biaxial con simetría monoclinica (Modelo de Anderson, 1951). B) Caso triaxial con simetría ortorrómbica. (Modificado de Muñoz Martín, 1997)

Este modelo relaciona matemáticamente el parámetro $K' = (e_y/e_z)$, donde e_z es el eje de deformación vertical y e_y es el máximo acortamiento horizontal, y el ángulo de rozamiento interno del plano de falla en el momento del deslizamiento, con la orientación de los planos de falla y las estrías de fricción en condiciones de deformación frágil.

A partir de modificaciones del Modelo de Reches (1978, 1983), De Vicente (1988) ha desarrollado una metodología de análisis que facilita el uso del Modelo de Deslizamiento. Asumiendo que uno de los ejes se encuentra en la vertical, establece una serie de ecuaciones que relacionan K' y ϕ con los valores angulares de las fallas medidas en campo: sentido de buzamiento (D), buzamiento (B) y cabeceo (C). De este modo, se obtiene para cada falla la orientación del máximo acortamiento horizontal (Dey), el valor del ángulo de rozamiento interno de la roca durante el deslizamiento (ϕ) y el parámetro K' que nos permite conocer la forma del elipsoide de deformación (tabla 4.2)



	$K' = + \infty$	Deformación por cizalla pura	$(ez = 0; -ex = ey)$	DESGARRES (deformación plana)
SECUENCIA NORMAL	$+\infty > K' > 1$	Deformación por cizalla con componente extensional	$(-ex > ey > ez)$	DESGARRES NORMALES
	$K' = 1$		$(-ex > ey = ez)$	
	$1 > K' > 0$	Deformación extensional con componente de cizalla	$(-ex > ez > ey)$	Fallas NORMAL DIRECCIONALES
	$K' = 0$	(deformación plana)	$(-ex = ez; ey = 0)$	
	$0 > K' > -0,5$	Deformación extensiva radial	$(ez > -ex > -ey)$	Fallas NORMALES
SECUENCIA INVERSA	$K' = -0,5$	Deformación extensiva radial pura	$(ez > -ex = -ey)$	
	$K' = -0,5$	Deformación compresiva radial pura	$(-ez > ex = ey)$	
	$-1 > K' > -0,5$	Deformación compresiva radial	$(-ez > ey > ex)$	Fallas INVERSAS
	$K' = -1$	(deformación plana)	$(-ez = ey; ex = 0)$	
	$-2 < K' < -1$	Deformación compresiva con componente de cizalla	$(ey > -ez > -ex)$	Fallas INVERSO DIRECCIONALES
	$K' = -2$		$(ey > -ex = -ez)$	
	$-\infty < K' < -2$	Deformación por cizalla con componente compresional	$(ey > -ex > -ez)$	DESGARRES INVERSOS
	$K' = -\infty$	Deformación por cizalla pura	$(ey = -ex; ez = 0)$	DESGARRES (deformación plana)

Tabla 4.2. Tipos de elipsoides de deformación y valores de K' asociados (De Vicente , 1988)).

Es esta metodología la que ha sido utilizada en este trabajo a través de programa *Cratos* (De Vicente y Muñoz Martín, 1996).

Los resultados de este análisis se visualizan mediante una serie de gráficos: Diagrama C/B (figuras 4.8A) y Diagrama Ey/K' (figura 4.8B). El primero de ellos enfrenta diferentes valores de buzamiento y cabeceo de la falla, definiendo cuatro campos que representan tipos de fallas diferentes. De este modo los campos 1 y 3 representan fallas con movimiento en dirección (cabeceos bajos y buzamientos altos), mientras que el 2 y 4 corresponden a fallas con movimiento en la vertical (cabeceos altos) (figura 4.8A). De igual forma, las zonas 1 y 2 corresponden a fallas con acortamiento según el eje e_z (fallas normales) mientras que en 3 y 4 se produce extensión según e_z (fallas inversas). El diagrama Ey/K' (figura 4.8B) enfrenta los valores de K' (tipos de elipsoides) con la dirección de máximo acortamiento horizontal (Dey) obtenida para cada falla. Este diagrama, junto con las rosas de orientación de máxima compresión horizontal, resulta de gran utilidad a la hora de separar poblaciones de fallas que se acomodan a diferentes direcciones de máximo acortamiento horizontal.

Un valor añadido de este método es que cada falla aporta una solución y permite separar, a partir de una población de fallas inicial, aquellas que se acomodan a una dirección de acortamiento común. Esto facilita la separación de poblaciones por familias para su posterior análisis con otros métodos basados en la ecuación de Bott (1959) [4.1]. Adicionalmente, el método permite asignar, asumiendo que la deformación es frágil y que uno de los ejes está en la vertical, un sentido de movimiento teórico a las fallas a las que no se les ha podido asignar en campo, en función de las relaciones entre el buzamiento del plano de falla y el cabeceo de la estría de movimiento.

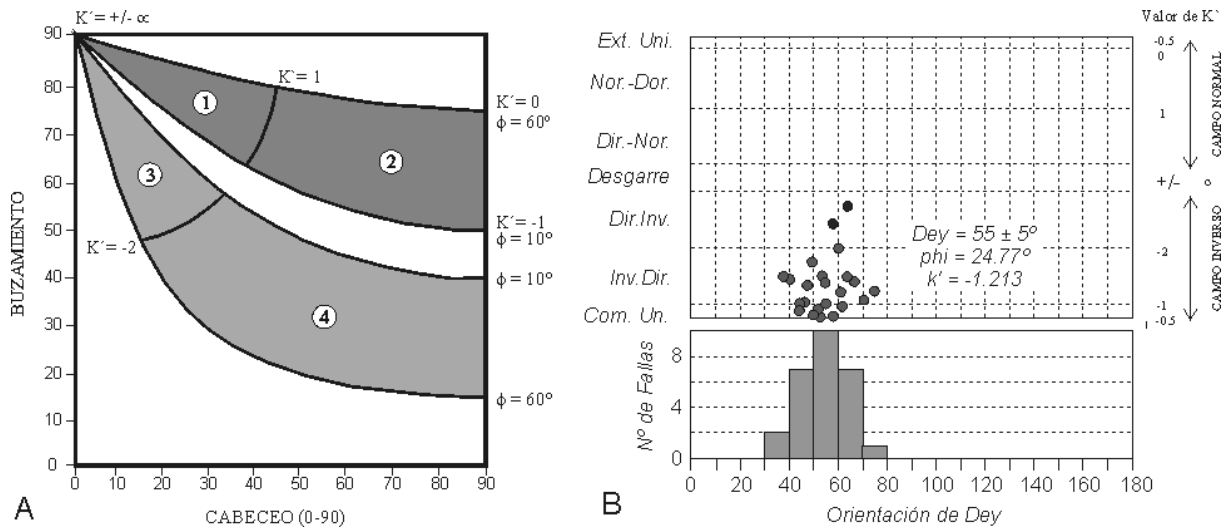


Figura 4.8. A) Diagrama C/B con los cuatro tipos de fallas resultantes: (1) direccional-normal, (2) normal-direccional, (3) direccional-inversa y (4) inversa-direccional. B) Diagrama Ey/ K' e histograma de direcciones de máxima compresión horizontal (Dey) para una población de fallas.

▪ MÉTODO DE INVERSIÓN DE ESFUERZOS DE RECHES

Es un método de inversión del tensor de esfuerzo basado en la ecuación de Bott (1959) [4.1], que asume que el deslizamiento sobre el plano de falla se produce en una dirección paralela al máximo esfuerzo de cizalla (τ).

Este método permite obtener la orientación y magnitud relativa de los ejes principales de esfuerzo (σ_1 , σ_2 , σ_3), teniendo en cuenta el criterio de rotura de Navier-Coulomb, y proporciona la fricción media bajo la que se produjo el deslizamiento de los planos de falla para ese tensor de esfuerzo; asumiendo las siguientes premisas:

1. El deslizamiento sobre el plano de falla se produce en la dirección del máximo esfuerzo de cizalla resuelto.
2. Los esfuerzos normales y de cizalla sobre la falla satisfacen el criterio de rotura de Navier Coulomb ($|\mathbf{t}| = \mathbf{m} \cdot \mathbf{s}_n$) [4.3]; donde σ_n y τ son las magnitudes del esfuerzo normal y de cizalla en la dirección del deslizamiento y μ el coeficiente de fricción.
3. El deslizamiento se produce bajo condiciones relativamente uniformes: las fallas fueron activas bajo el mismo campo de esfuerzos y la fricción en ellas se puede representar como su valor medio.

Las premisas primera y tercera son comunes a todos los métodos de inversión, pero la segunda hace que éste sea el método más restrictivo ya que, además de utilizar la ecuación de Bott (1959) [4.1], la solución tiene que cumplir el criterio de rotura de Navier-Coulomb [4.3]. Como ventaja



adicional, el Método de Inversión de Esfuerzos permite elegir entre un abanico de soluciones en función del valor de la fricción y de varios parámetros de calidad que se exponen más adelante.

El programa proporciona los siguientes elementos para la solución elegida:

- Orientación de los tres ejes principales de esfuerzo: $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$
- Factor de forma del tensor solución, R , que representa el tipo de elipsoide del tensor solución (figura 4.9).

$$R = \frac{S_2 - S_3}{S_1 - S_3} \quad [4.3]$$

- Orientación y magnitud relativa de las componentes de esfuerzo horizontal máximo y mínimo: $\sigma_{Hmax}, \sigma_{Hmin}$

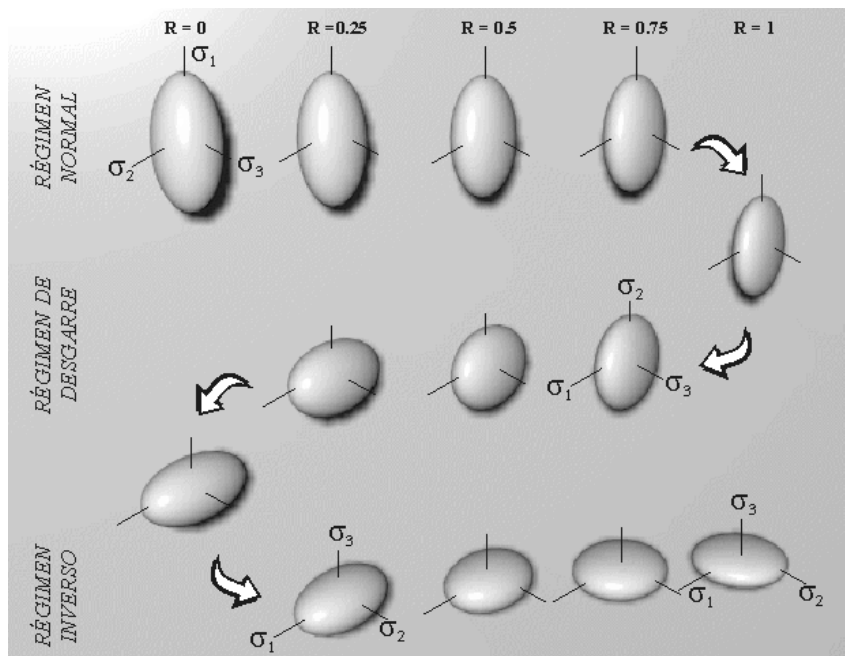


Figura 4.9. Representación tridimensional de los elipsoides de esfuerzo en función del factor de forma R . (CSN, 1998)

Para estimar la calidad de la solución Reches et ál. (1992) aplican dos tipos de desviaciones, representadas por dos ángulos diferentes: PAM (*Principal Axes Misfit Angle*) y SM (*Slip Misfit*).

- ♦ Ángulo de desviación de los ejes principales (PAM). El deslizamiento a lo largo de una falla que cumple el criterio de ruptura de Coulomb puede ocurrir bajo muchos estados de esfuerzo. Sin embargo el valor de la diferencia de esfuerzos ($\sigma_1 - \sigma_3$) es mínimo sólo para una orientación del tensor. El tensor que hace mínima la diferencia de esfuerzos se denomina “tensor ideal” y es único para cada falla. El valor PAM mide la desviación entre la orientación del tensor calculado por el método para el conjunto de fallas y el “tensor ideal”.



El valor de PAM para todas las fallas de una población K, donde t es el ángulo de desviación medio de los ejes principales para cada falla es:

$$PAM = \frac{\sum_{i=1}^k t_i}{K} \quad [4.4]$$

Desviación angular de deslizamiento (SM). Es el ángulo de desviación medio entre el ángulo de deslizamiento medido en el campo (estría real, S) y la dirección del esfuerzo máximo de cizalla sobre el plano, τ , (estría teórica calculada a partir del tensor solución).

4.3.2. PROCESO ANALÍTICO SEGUIDO PARA EL CÁLCULO DE LOS TENSORES DE PALEOESFUERZOS

Para interpretar los datos mesoestructurales disponibles se han tenido que realizar una serie de tareas ordenadas, incorporando, de forma progresiva, información y criterios para la aplicación de metodologías sucesivas. Dada la gran cantidad de datos a tratar y teniendo en cuenta que gran parte de los análisis realizados son de tipo estadístico, todo el proceso se ha desarrollado con apoyo de herramientas informáticas que han permitido manejar la información de una manera más rápida y sencilla. La figura 4.10 muestra, en un diagrama de flujo, el proceso de análisis seguido, que a continuación se describe.

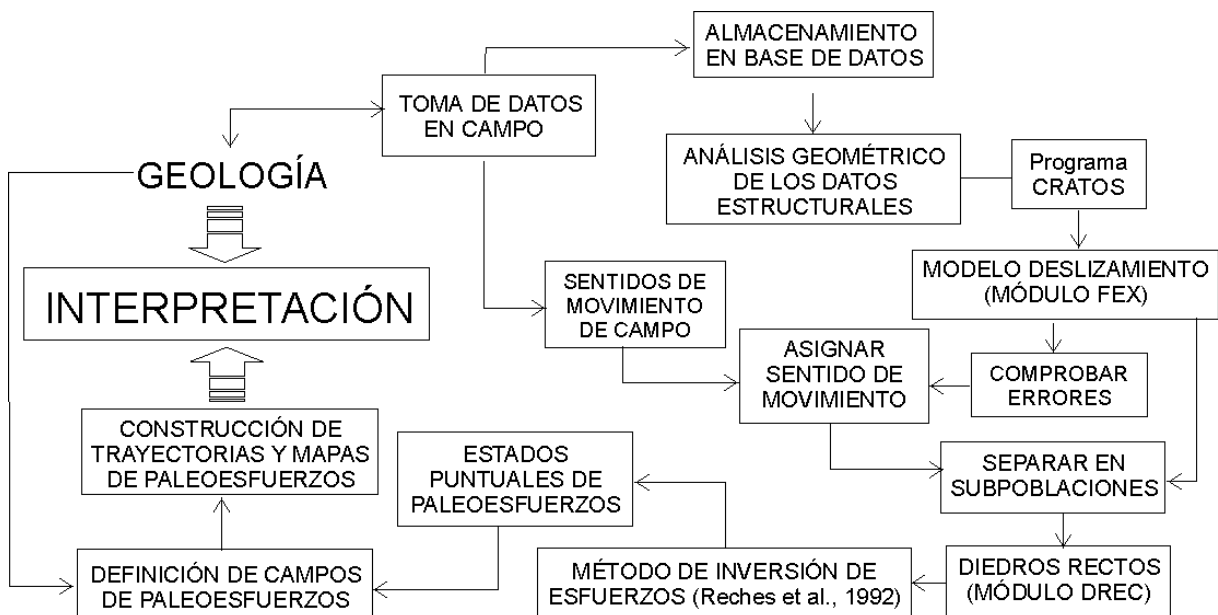


Figura 4.10. Diagrama de flujo del proceso de análisis seguido para el cálculo de tensores de paleoesfuerzos a partir de los datos de campo.



1. El primer paso, previo al análisis, ha sido la creación de ficheros correspondientes a cada una de las estaciones de medida y al conjunto de todas ellas. Atendiendo a las necesidades de los métodos de análisis y representación, se han creado ficheros ASCII con la información sobre sentido de buzamiento, buzamiento y cabeceo de cada una de las estrías medidas en una misma estación, así como sentido de movimiento. A partir del fichero ASCII inicial se han ido generando los requeridos por la sucesivas aplicaciones.
2. Posteriormente se ha realizado un análisis geométrico de los planos de falla medidos en cada estación, mediante la proyección estereográfica de los mismos. Para esta tarea se ha utilizado el programa *Cratos* (De Vicente y Muñoz Martín, 1996) que, además de la proyección estereográfica y la rosa de orientación de los planos, proporciona un histograma de cabeceos y buzamientos. Esta información muestra las orientaciones preferentes así como el tipo de fallas presentes en cada estación, y proporciona una primera idea sobre la presencia de familias de fracturas no cogenéticas, indicando la posibilidad de poliaktividad tectónica. Estos diagramas permiten realizar un contraste rápido de las características de las fallas entre las diferentes estaciones de medida, así como con la macroestructura, facilitando la posterior interpretación de los resultados.
3. Una vez realizado el análisis geométrico se ha procedido a tratar las estaciones con los métodos de Análisis Poblacional de Fallas. En esta etapa, y como paso previo, se han analizado detalladamente los sentidos de movimiento de campo, utilizándolos como base para asignar el sentido de movimiento a fallas en las que no se había podido determinar en campo. Para ello se han utilizado como apoyo las representaciones estereografías obtenidas en el paso anterior. En otros casos, se ha recurrido al Modelo de Deslizamiento, contrastando siempre los sentidos de movimiento obtenidos a partir de él con los observados en campo en estructuras de características similares y/o en estaciones próximas. Los métodos de Análisis Poblacional de Fallas se han utilizado según el siguiente orden:
 - ✓ Modelo de Deslizamiento. Este método es de gran utilidad para separar, dentro de una misma estación, poblaciones que se ajustan a diferentes orientaciones de máxima compresión horizontal y, al mismo tiempo, permite asignar sentidos de movimiento teóricos a las fallas a las que no se les ha podido asignar en campo; siendo una buena herramienta para preparar las estaciones y plantear la aplicación de métodos de inversión posteriores. Adicionalmente, durante la aplicación del Modelo de Deslizamiento, se han comprobado los posibles errores angulares en la toma de datos, con un rango máximo de $\pm 5^\circ$.
 - ✓ Diedros Rectos. Este método se ha aplicado a los datos totales de cada estación y a las subpoblaciones definidas con el Modelo de Deslizamiento, obteniendo soluciones gráficas que permitieran comprobar la presencia de más de un estado de esfuerzo/deformación en una única estación. En la etapa final, se ha utilizado para



calcular el tensor medio asociado a cada uno de los campos de paleoesfuerzos definidos. La aplicación del Método de los Diedros Rectos se ha realizado mediante el programa *Cratos* (De Vicente y Muñoz Martín, 1996).

- ✓ Método de Inversión de Esfuerzos (Reches et ál., 1992). Este ha sido el método utilizado para el cálculo numérico de los tensores de esfuerzo. En una primera etapa se trataron las poblaciones totales evaluando si correspondían a un único tensor o no y comparando los resultados con los de los dos métodos anteriores. En el caso de no poder explicar la “totalidad” de los datos de una estación mediante un tensor único, se crearon subpoblaciones teniendo en cuenta los criterios aportados por el análisis cinemático y geométrico, el Modelo de Deslizamiento y el Método de los Diedros Rectos. Para el cálculo numérico se ha utilizado el programa *Stress* (Reches et ál., 1992), descrito anteriormente.

Tras la aplicación de la metodología hasta aquí descrita se han obtenido una o varias soluciones tensoriales para cada una de las estaciones cinemáticas tratadas. Esos resultados han sido posteriormente analizados con objeto de determinar la existencia de campos de paleoesfuerzos comunes a toda el área, definidos por las soluciones tensoriales obtenidas. Finalmente y, una vez evaluados los resultados y las agrupaciones de tensores propuestas, se han generado los mapas de trayectorias de paleoesfuerzos correspondientes.

La metodología seguida para definir los campos de paleoesfuerzos, así como para la realización de los mapas de trayectorias, se explica de forma detallada en los siguientes apartados.



4.3.3. TENSORES DE PALEOESFUERZOS

De las 56 estaciones estructurales disponibles inicialmente, seis han sido desechadas por tener un número de datos insuficiente para la correcta aplicación de los métodos. En dos ocasiones se han agrupado estaciones de medida para analizarlas como una única estación; este es el caso de las estaciones 23-41, y 43-44. En 23-41, ambas estaciones se encontraban en la cantera del embalse de Almendra; mientras que en 43-44 la distancia entre las estaciones era inferior a 200 m, y el número de datos no justificaba su tratamiento por separado. No obstante, las soluciones se han incorporado a los resultados de forma individualizada, asignando las soluciones a una u otra denominación, para facilitar su identificación y la visualización de las estaciones y los tensores en los mapas.

En otras ocasiones los datos correspondientes a una única estación han sido separados en dos subpoblaciones, sobre la base de una primera aproximación que mostraba que podía tratarse de fallas asociadas a varios eventos. Este es el caso de la estación 9 que se separó en 9 y E9; y de las estaciones 19-E19, 28-E28 y 33-E33. La división responde criterios cinemáticos y/o geométricos, generalmente a la presencia en la misma estación de una población de tipo desgarre y otra de tipo normal o normal-direccional con la misma orientación de máxima compresión horizontal (σ_{Hmax}) o, en el caso de la estación 9, a la existencia de una población de orientación norteadada y otra más E-O, claramente diferenciadas.

En otras estaciones los métodos de análisis proponen la existencia de dos o más tensores de paleoesfuerzos (con diferentes orientación de σ_{Hmax}) para explicar la población de fallas medidas en ese punto, estaciones politensoriales; este es el caso de: 1, 2, 4, E9, 17, 19, 23, 27, 35, 36 y 43-44.

En conjunto, se han tratado 1375 datos de un total 1428 recolectados durante las campañas de campo. Se han obtenido 65 soluciones tensoriales que explican 1159 fallas. En la tabla 4.3 se muestran los resultados que proporciona el Método de Inversión de Esfuerzos (Reches et ál., 1992), orientación de los tres ejes principales de esfuerzo y valores de los parámetros principales de la solución (coeficiente de fricción, valor del factor de forma, número de fallas tratadas/explicadas y valores de PAM y SM, entre otros).

Las estaciones cinemáticas medidas sobre las arcillas de falla (H26-1, H26-2, H31 y H35), se han analizado siguiendo la misma metodología que el resto de las estaciones. No obstante, los tensores obtenidos se han considerado de forma independiente y se describen en el capítulo siguiente, donde se aborda la datación de las arcillas y se interpretan los resultados conjuntamente.



Estación	S ₁	S ₂	S ₃	n	R	N	Ne	PAM	SM	dA
1	78/155	7/286	8/17	0.3	0.84	15	7	19.1	12.7	3
	58/21	31/199	0/290	0.2	0.76		8	34.3	8.8	1
E1	78/59	11/223	3/314	1.3	0.60	4	4	22.2	7.5	2
2	82/177	7/11	1/281	0.7	0.08	25	10	35.4	9.9	16
	78/89	4/201	10/291	0.3	0.58		11	41.2	21.3	9
3	35/78	48/222	18/334	0.2	0.71	21	21	18.8	10.0	1
E4	5/72	73/180	15/340	0.9	0.54	26	26	18.6	17.1	6
4	5/31	84/189	2/300	0.7	0.35	13	7	11.1	3.5	1
	24/160	60/301	16/62	0.5	0.15		6	14.6	1.1	1
5	52/40	34/195	12/294	0.2	0.70	19	16	27.1	8.5	4
6	39/32	49/222	4/126	0.4	0.80	12	12	10.5	10.1	3
E6	18/19	69/176	7/287	0.4	0.41	13	13	16.3	7.2	2
7	49/208	40/28	0/118	0.2	0.67	20	19	38.3	26.2	5
8	67/231	22/46	2/136	0.6	0.60	22	17	27.2	14.4	4
9	83/217	3/346	4/76	0.1	0.92	58	53	20.5	20.1	3
E9	76/77	11/226	6/318	0.3	0.45	16	7	31.9	9.0	1
	35/341	41/212	28/94	0.1	0.51		9	29.5	9.6	4
10	32/175	52/28	16/275	1.0	0.39	15	11	25.6	8.0	5
11	18/28	55/269	28/128	0.1	0.42	7	7	14.9	3.4	1
12	19/176	70/351	1/86	0.1	0.46	35	31	9.6	4.8	1
13	71/149	17/351	6/259	0.3	0.89	19	13	20.7	9.2	3
14	63/353	19/217	17/121	1.0	0.20	7	6	20.8	7.3	5
15	2/187	75/87	14/278	0.3	0.49	16	16	19.7	8.1	2
16	16/217	73/34	0/126	0.7	0.75	9	9	16.0	8.3	2
17	88/123	0/256	1/346	0.2	0.54	13	8	37.9	4.2	1
	25/213	63/19	5/120	0.9	0.40		5	15.7	3.9	5
18	81/281	2/20	8/110	0.4	0.26	7	5	19.5	2.1	3
19	81/299	3/184	7/93	0.7	0.39	67	55	19.6	14.6	12
	73/39	16/205	4/296	0.6	0.53		11	21.7	18.8	13
E19	2/340	84/220	4/70	0.3	0.85	28	23	16.2	17.0	1
20	45/308	44/133	2/41	0.7	0.48	4	4	24.0	0.8	3
21	2/23	75/283	14/114	0.3	0.07	79	25	14.6	8.5	18
22	66/330	20/180	10/86	0.7	0.49	7	4	42.6	8.3	1
23	10/347	75/210	9/79	0.3	0.63	126	75	17.5	9.8	5
	11/88	78/248	3/357	0.1	0.51		24	20.7	11.7	4
24	86/224	1/5	2/95	1.6	0.46	26	26	41.9	16.8	3
25	11/188	78/10	0/278	0.1	0.69	9	9	31.5	8.7	1
26	52/229	37/50	0/320	0.5	0.44	16	14	24.8	11.3	6



Estación	S_1	S_2	S_3	n	R	N	Ne	PAM	SM	dA
27	24/192	62/342	12/96	0.1	0.41	62	44	29.8	12.8	4
	74/251	14/88	4/357	0.2	0.56		12	41.9	22.6	6
28	69/23	19/181	7/273	0.2	0.73	38	38	20.9	10.6	9
E28	1/196	71/291	18/105	0.2	0.17	36	12	12.4	7.2	1
29	78/209	10/0	5/91	0.9	0.49	5	5	33.3	12.0	3
30	12/36	52/289	35/134	0.2	0.59	11	11	26.0	8.1	1
31	19/263	70/81	0/172	0.3	0.44	40	23	19.8	9.8	6
33	5/354	68/100	20/262	0.2	0.56	28	28	27.9	17.9	6
E33	61/253	18/19	21/117	0.1	0.61	20	12	31.2	13.9	10
34	80/70	2/176	9/267	0.4	0.84	49	49	17.0	9.1	2
35	66/19	23/203	1/112	0.4	0.59	33	22	31.6	14.2	8
	73/271	13/127	9/35	0.2	0.47		7	39.7	20.9	10
36	65/189	23/11	0/280	0.3	0.77	24	15	28.6	12.2	4
	0/264	48/354	41/174	0.9	0.08		5	14.9	3.3	2
38	85/125	1/17	4/286	0.1	0.77	15	12	28.4	8.5	3
40	88/65	0/167	0/257	0.1	0.59	24	21	41.9	11.2	4
41	75/326	11/182	8/90	1.1	0.71	27	14	20.9	10.3	1
42	73/273	12/132	9/40	0.1	0.43	18	12	46.4	12.7	1
43	44/176	43/12	8/275	0.7	0.63	23	19	16.2	10.4	8
44	0/214	85/309	4/129	0.5	0.53	4	4	22,93	2,67	2
45	84/304	3/169	3/79	1.0	0.48	12	10	35.7	6.3	1
46	1/206	88/49	0/296	0.1	0.69	31	28	16.5	10.8	6
47	74/215	14/17	4/108	0.3	0.32	26	22	47.9	28.8	10
48	4/98	84/322	4/188	0.2	0.17	20	20	6.0	4.1	6
49	15/189	0.0	73/135	0.2	0.62	58	46	26.5	12.9	15
50	15/153	69/292	12/59	0.7	0.54	29	25	10.3	4.9	17
51	83/136	4/4	4/273	0.8	0.12	21	16	21.8	12.5	5

Tabla 4.3. Resultados obtenidos para cada una de las estaciones mediante la aplicación del Método de Inversión de Esfuerzos (Reches et ál., 1992). A continuación se describe el significado de cada una de las columnas.

Estación Denominación del grupo de fallas tratadas.

S_1 Orientación del eje de máxima Compresión (Inmersión/Dirección de Inmersión).

S_2 Orientación del eje intermedio (Inmersión/Dirección de Inmersión).

S_3 Orientación del eje de mínima compresión (Inmersión/Dirección de Inmersión).

n Coeficiente de fricción para el resultado obtenido.

R Factor de Forma (*Stress Ratio*): relación entre las magnitudes de los ejes $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$

N Numero total de fallas.

NE Número de fallas explicadas por el tensor.

PAM Angulo de desviación medio de los ejes principales (*Principal Axes Mistfit Angle*) para el conjunto de fallas explicadas por el tensor.

SLIP Desviación angular media entre el eje de deslizamiento medido en campo y la dirección del esfuerzo de cizalla máximo sobre el plano (*Slip Misfit*).

dA Valor angular de dispersión en la posición de los ejes.



4.3.3.1. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS TENSORIALES.

Como se ha mencionado previamente, las características litológicas de la zona han dificultado la asignación de una edad mínima de actuación a las fallas observadas. Los criterios de campo para asignar una edad relativa a los diferentes tipos de movimientos, han sido muy escasos y generalmente poco claros. De este modo, en lo que a la edad de actuación se refiere, únicamente se ha considerado como fiable al 100% la información relacionada con las estaciones de medida situadas en materiales cenozoicos, a las que sí se les puede asignar una edad mínima de actuación. De los criterios de edad relativa entre diferentes tipos de movimiento detectados en campo, únicamente se han utilizado los más fiables desechando los que no se definieron claramente. Todo ello ha llevado a la búsqueda de otra serie de estrategias metodológicas con el objetivo de discriminar cómo se agrupan las soluciones tensoriales obtenidas, a cuantos eventos diferentes corresponden y, finalmente que edad se les podría asignar.

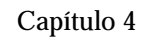
Las orientaciones de los esfuerzos principales de las 65 soluciones tensoriales calculadas no se distribuyen de un modo aleatorio en el espacio, sino que se encuentran agrupadas en una serie de soluciones con orientaciones de ejes principales convergentes. Para discriminar cuantas soluciones convergentes engloban los 65 tensores individuales se han definido grupos o familias de tensores con orientaciones de los ejes principales similares.

▪ **ORIENTACIÓN DE LOS ESFUERZOS PRINCIPALES Y AGRUPACIÓN POR FAMILIAS DE TENSORES**

Un elemento fundamental para la asignación de varios tensores a un mismo campo de esfuerzos es la coaxialidad de los ejes principales de esfuerzo; pudiendo existir permutaciones entre los ejes principales de esfuerzo, asociadas a cambios en la magnitud de los mismos, y/o variaciones angulares (perturbaciones o desviaciones locales) en la orientación del tensor relacionados con cambios litológicos y/o grandes estructuras. Dada la homogeneidad estructural y la escala no excesivamente regional del estudio, esta extrapolación a “campo de esfuerzos” es razonable.

Por ello, para agrupar los tensores individuales en grupos o familias que correspondan a una orientación común se han representado en proyección estereográfica todas las orientaciones obtenidas para σ_1 , σ_2 y σ_3 , respectivamente. A partir de éstos se han realizado diagramas de densidad para cada uno de los ejes principales de esfuerzo, discriminando en función de ellos las diferentes orientaciones de los ejes que constituyen una agrupación de puntos, y se han definido cuatro posiciones para σ_1 , σ_2 y σ_3 (Figura 4.11).

Para la definición de los rangos de orientación correspondientes a cada posición de los ejes, especialmente en los casos en que los límites no están claramente definidos (posiciones 2 y 3 de σ_1 y 2 y 4 de σ_2 , Figura 4.11), se han tenido en cuenta las características e información disponible sobre las estaciones (geometría, cinemática y en su caso cronología de las fallas), apoyando con estos criterios la agrupación de tensores.



Mediante la determinación del número de combinaciones de posición de los ejes principales de esfuerzo que se dan en las soluciones tensoriales obtenidas, se han definido seis combinaciones posibles de los tres ejes, a las que se ha denominado “familias de tensores” (T1 a T6). Cada una de ellas responde a una orientación de σ_1 , σ_2 y σ_3 definida por un determinado número de soluciones tensoriales. La tabla 4.4 recoge las estaciones que componen cada familia de tensores, la solución tensorial que se obtuvo en cada una de ellas y la posición de los ejes principales utilizada para la asignación a una u otra familia, según los rangos descritos (figura 4.11).

De las familias de tensores definidas, T1 y T4 corresponden a una máxima compresión horizontal (σ_{Hmax}), entre N30°O y N20-25°E (representada por σ_2 en T1 y por σ_1 en T4) y a una mínima compresión horizontal (σ_{Hmin}), representada por σ_3 , orientada entre N70°E y N120°E (figura 4.12); con la excepción de la estación 49, en la que σ_2 tiene una orientación N98°E y σ_3 se sitúa en la vertical. No obstante, como este es el único caso de tensor inverso detectado en la zona, y la orientación de σ_{Hmax} (σ_1) coincide con la de T4 se ha optado por incluirlo en este grupo. T2 y T5 tienen una orientación de σ_{Hmax} entre N20-25°E y N70°E, para σ_2 en T2 y σ_1 en T5; mientras que σ_{Hmin} se sitúa entre N120°E y N150°E. Finalmente, en T3 y T6 σ_{Hmax} tiene una



orientación entre N70°E y N150°E, representada una vez más por σ_2 y σ_1 , respectivamente; y σ_{Hmin} (σ_3) se orienta entre N30°O y N50°E (figura 4.12).

Fam. de Tensor	Estación	s_1	s_2	s_3	Posición de los ejes		
					s_1	s_2	s_3
T1	1	58/21	31/199	0/290	1	2	2
	2	82/177	7/11	1/281	1	2	2
	5	52/40	34/195	12/294	1	2	2
	9	83/217	3/346	4/76	1	2	2
	13	71/149	17/351	6/259	1	2	2
	18	81/281	2/25	8/116	1	2	2
	19	81/299	3/184	7/93	1	2	2
	22	66/330	20/180	10/86	1	2	2
	24	86/224	1/5	2/95	1	2	2
	28	69/23	19/181	7/273	1	2	2
	29	78/209	10/0	5/91	1	2	2
	E33	61/253	18/19	21/217	1	2	2
	34	80/70	2/176	9/267	1	2	2
	36	65/189	23/11	0/280	1	2	2
	38	85/125	1/17	4/286	1	2	2
	40	88/65	0/167	0/257	1	2	2
	41	75/326	11/182	8/90	1	2	2
	43	44/176	43/12	8/275	1	2	2
	45	84/304	3/169	3/79	1	2	2
	47	74/215	14/17	4/108	1	2	2
	51	83/136	4/4	4/273	1	2	2
T2	E1	78/69	11/223	3/314	1	4	3
	2	78/89	4/201	10/291	1	4	2
	7	49/208	40/28	0/118	1	4	2
	8	67/231	22/46	2/136	1	4	3
	E9	76/77	11/226	6/318	1	4	3
	14	63/353	19/217	17/121	1	4	3
	19	73/39	16/205	4/296	1	4	3
	26	52/229	37/50	0/320	1	4	3
	35	66/19	23/203	1/112	1	4	2
T3	1	78/155	7/286	8/17	1	3	1
	17	88/123	0/256	1/346	1	3	1
	27	74/251	14/88	4/357	1	3	1
	20	45/308	44/133	2/41	1	3'	1'
	35	73/271	13/127	9/35	1	3'	1'
	42	73/273	12/132	9/40	1	3'	1'

Fam. de	Estación	s_1	s_2	s_3	Posición de los ejes		
					s_1	s_2	s_3
T4	4	24/160	60/301	16/62	2	1	2
	E6	18/19	69/176	7/287	2	1	2
	9	35/341	41/212	28/94	2	1	2
	10	32/175	52/28	16/275	2	1	2
	12	19/176	70/351	1/86	2	1	2
	15	2/187	75/87	14/278	2	1	2
	E19	2/340	84/220	4/70	2	1	2
	21	2/23	75/283	14/114	3	1	2
	23	10/347	75/210	9/79	2	1	2
	25	11/188	78/10	0/278	2	1	2
	27	24/192	62/342	12/96	2	1	2
	E28	1/196	71/291	18/105	2	1	2
	33	5/354	68/100	20/262	2	1	2
	46	1/206	88/49	0/296	3	1	2
	50	15/153	69/292	12/59	2	1	2
	49	15/189	4/98	73/135	2	3	4
T5	4	5/31	84/189	2/300	3	1	3
	6	39/32	49/222	4/126	3	1	3
	11	18/28	55/269	28/128	3	1	3
	16	16/217	73/34	0/126	3	1	3
	17	25/213	63/19	5/120	3	1	3
	30	12/36	52/289	35/134	3	1	3
	44	0/214	85/309	4/129	3	1	3
T6	3	35/78	48/222	18/334	4	1	1
	E4	5/72	73/180	15/340	4	1	1
	23	11/88	78/248	3/357	4	1	1
	31	19/263	79/81	0/172	4	1	1
	36	0/264	48/354	41/174	4	1	1
	48	4/98	84/322	4/188	4	1	1

Tabla 4.4. Orientaciones de los ejes de paleoesfuerzos obtenidas en cada estación, posición relativa asignada y familia de tensores a la que se asocian.

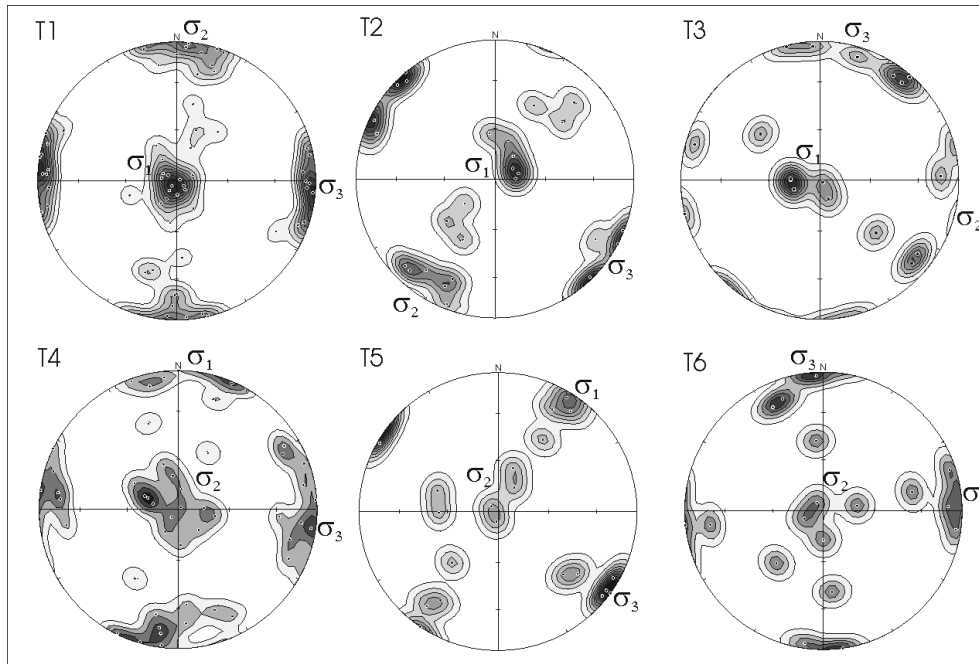


Figura 4.12. Diagramas de densidad de la orientación de los ejes principales de esfuerzo para cada una de las agrupaciones de tensores obtenidas.

Si se analizan las orientaciones de los grupos de tensores, se observa una coaxialidad entre las familias T1 y T4, T2 y T5 y T3 y T6. Estas soluciones muestran permutaciones de tipo primario (CSN, 1998) que responden a intercambios coaxiales entre los ejes principales de esfuerzo y/o variaciones en la forma del tensor (magnitud relativa entre los ejes principales de esfuerzo). No obstante, los tres pares de grupos de tensores mantienen la misma orientación de máxima compresión horizontal (figura 4.12).

En cuanto a las perturbaciones, en los pares mencionados, éstas no son de gran magnitud y pueden estar producidas, entre otros factores, por interacciones mecánicas o cinemáticas entre las fallas (Zoback et ál., 1989; Zoback, 1992).

Por todo ello, para agrupar las soluciones tensoriales individuales en campos de paleoesfuerzos de carácter regional se han asumido pequeñas variaciones angulares (perturbaciones) o intercambios relativos entre los ejes coaxiales (permutaciones); siempre que se mantenga la misma dirección de acortamiento horizontal.

Teniendo en cuenta la orientación de los ejes principales de esfuerzo, la posición de la máxima compresión horizontal (σ_{Hmax}), la orientación y características de las fallas explicadas por cada familia de tensores y los criterios cronológicos disponibles, las familias de tensores se han agrupado en tres campos de paleoesfuerzos denominados, según su dirección de máxima compresión horizontal, N-S, NE-SO y E-O. De este modo, las familias de tensores T1 y T4 constituyen el campo N-S; T2 y T5 el NE-SO y T3 y T6 el E-O (figura 4.13).

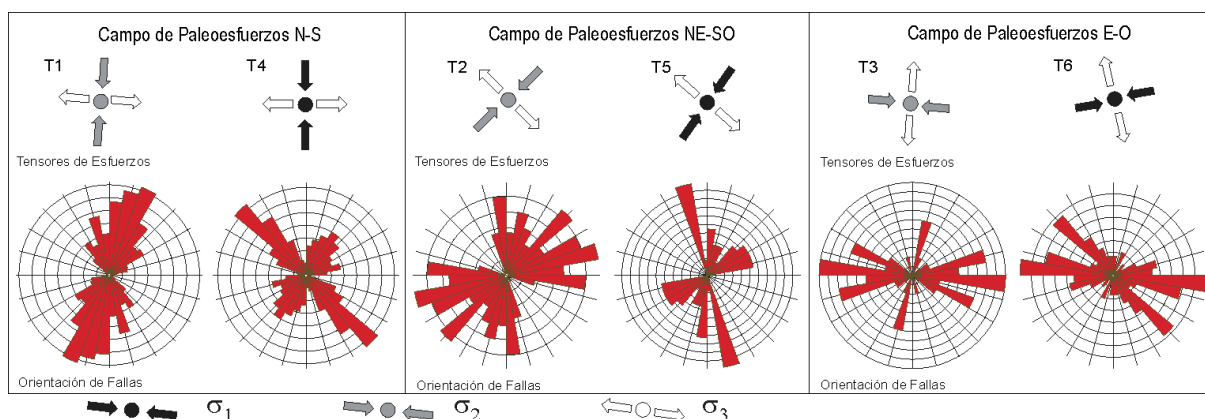


Figura 4.13. Orientación media de los ejes máxima y mínima compresión horizontal en las familias de tensores que conforman cada campo de paleoesfuerzos y rosas de orientación de las fallas explicadas por cada una de ellas (intervalos del 2%).

▪ ANÁLISIS PROBABILÍSTICO APLICADO A LA INDEPENDENCIA ENTRE TENSORES

Con objeto de validar la agrupación de los tensores en los tres campos de paleoesfuerzos mencionados, así como la independencia entre ellos, se ha realizado un análisis probabilístico de aparición-superposición de tensores (Liesa, 1999), cuyo fundamento se explica a continuación.

Desde un punto de vista probabilístico, si se considera que las estaciones estructurales y las distintas orientaciones de los ejes de esfuerzo obtenidas están repartidas aleatoriamente por el área de estudio y se trata de sucesos independientes, se debería cumplir que la probabilidad de aparición de dos direcciones juntas es el producto de la probabilidad con que cada una de ellas aparece por separado.

Comparando el porcentaje real de coexistencia de dos direcciones de compresión en un mismo afloramiento con el valor esperado según el cálculo anterior, se puede discernir si dichas orientaciones del eje σ_{Hmax} representan sucesos dependientes o independientes. Si ambos porcentajes se aproximan, las direcciones de compresión pueden considerarse como sucesos independientes, con campos de esfuerzos distintos y un registro más o menos aleatorio en el conjunto de la región. Si los porcentajes son claramente diferentes, representarán sucesos dependientes, donde una determinada dirección condiciona, la presencia (porcentaje real mayor que el esperado) o ausencia (porcentaje real menor que el esperado) de la otra. En el presente caso, si una dirección de compresión dada representa la desviación local de otra compresión regional, parece evidente que la presencia de una irá en detrimento de la otra.



▪ Resultados obtenidos y discusión.

Inicialmente se ha realizado el cálculo para las familias de tensores, T1 a T6, (figura 4.12) que constituyen los tres campos de paleoesfuerzos definidos y en un paso posterior se evalúa la independencia entre estos últimos.

A modo de recordatorio, T1-T4 componen el campo de paleoesfuerzos N-S; T2-T5 el NE-SO y T3-T6 el E-O. Como se puede observar en la tabla 4.5 la diferencias entre los valores reales y esperados no son muy grandes en ninguno de los casos evaluados. No obstante hay algunos puntos que merece la pena comentar.

La probabilidad real de que T1 y T4 aparezcan juntos es del 10.4% mientras que para T2-T5 y T3-T6 es del 0%. Esto puede apoyar la idea de que, en el caso de T2-T5 y T3-T6, la variación en la posición de los ejes σ_1 y σ_2 se debe a permutaciones entre los ejes principales de esfuerzo; de modo que en la estaciones donde aparece T3 no puede darse T6, por ser éstos contemporáneos. Sin embargo, T1 y T4 aparecen juntos en varias estaciones; por lo que, aunque ambos tensores respondan a una misma orientación de σ_{Hmax} , aparentemente pueden no ser contemporáneos. Una interpretación posible sería que el campo de paleoesfuerzos N-S haya evolucionado de régimen de desgarre a régimen extensional, o viceversa.

REAL ESPERADO	T1	T2	T3	T4	T5	T6
T1		6.3	2.1	10.4	2.1	4.2
T2	4.5		2.1	4.2	0.0	0.0
T3	3.0	1.3		2.1	2.1	0.0
T4	8.0	3.4	2.3		2.1	2.1
T5	3.5	1.5	1.0	2.7		0.0
T6	3.0	1.3	0.9	2.3	1.0	

Tabla 4.5. Resultados del análisis probabilístico aplicado a las seis familias de tensores.

Si valoramos las diferencias entre los porcentajes reales y esperados se observa que, en el caso de T2-T5 y T3-T6 el porcentaje real es un 1.5% y un 0.9% respectivamente, menor que el esperado; el sentido negativo de la diferencia significa que la presencia de uno de los tensores implica la ausencia del otro; lo que resulta coherente con lo expuesto en el párrafo anterior. No obstante el valor de la diferencia es pequeño, por lo que este criterio debe considerarse con reservas, resultando más significativo el hecho de que, en campo, en ningún caso se hayan registrado ambos en una misma estación.

En el caso de T1-T4 el porcentaje real de que aparezcan juntos es un 2.5% superior al esperado, lo que significa que la aparición de uno implica la aparición del otro, con las ya mencionadas reservas derivadas de la magnitud del valor. Esto se podría interpretar como una variación en el régimen de esfuerzos durante la actuación del campo N-S. El tensor que actúa



en segundo lugar reactiva las estructuras preexistentes, en las estaciones donde previamente ha actuado el primer tensor. El hecho, que se discutirá más adelante, de que las orientaciones de las fallas explicadas por T1 sean compatibles con las explicadas por T4 (figura 4.13) y de que el valor del factor de forma sea alto apoya esta hipótesis.

En el caso de T1 y T2, la diferencia entre el porcentaje real y esperado es, también, relativamente elevada (1.8%). En este caso se trata de tensores con una orientación de máxima compresión horizontal distinta que se ha asociado a diferentes campos. Una vez más, el hecho de que las orientaciones de las fallas explicadas por T1 y T2 sean similares, apoya la idea de que uno de los tensores actúe reactivando las estructuras previamente generadas por el otro (figura 4.13).

Si se aplica el análisis probabilístico a los tres campos de paleoesfuerzos definidos (tabla 4.6), las diferencias existentes entre los valores esperados y los reales son inferiores al 0.6%, lo que estaría indicando independencia entre ellos. El hecho de considerar los tres campos de paleoesfuerzos independientes entre si, implica que se trata de tres eventos distintos que han sucedido en diferentes momentos.

REAL ESPERADO	N-S	NE-SO	E-O
N-S		14.6	10.4
NE-SO	14.0		4.2
E-O	10.5	4.5	

Tabla 4.6. Resultados del análisis probabilístico aplicado a los tres campos de paleoesfuerzos.



4.3.4. DESCRIPCIÓN DE LOS CAMPOS DE PALEOESFUERZOS

A modo de resumen, a partir de los datos de campo, una vez calculadas las soluciones tensoriales correspondientes a cada estación, se han tenido en cuenta criterios de coaxialidad entre los ejes principales de esfuerzo para la definición de una serie de familias de tensores y, a partir de ellas, asumiendo la existencia de variaciones angulares en la orientación del tensor (perturbaciones o desviaciones locales) y permutaciones entre los ejes principales de esfuerzo (cambios de posición entre σ_1 y σ_2 , en nuestro caso), se han definido tres campos de paleoesfuerzos (figura 4.14).

En este apartado se irán describiendo las características cinemáticas y dinámicas de cada uno de los campos de paleoesfuerzos, así como de las familias de tensores que los componen.

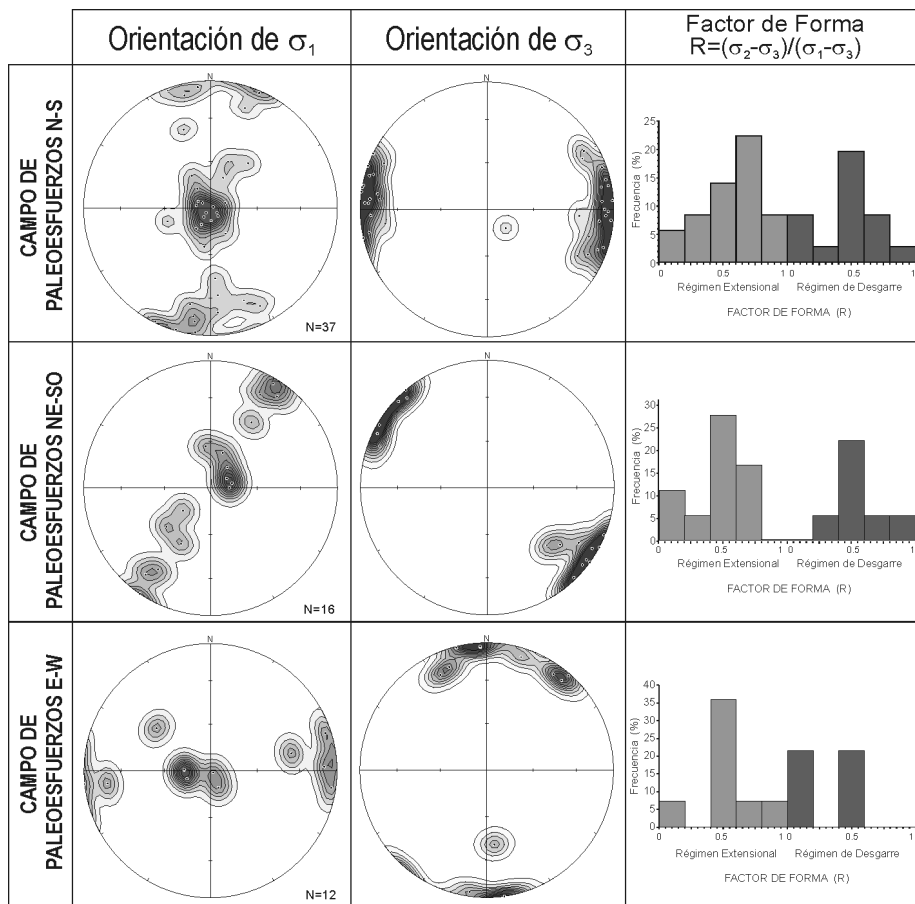


Figura 4.14. Diagramas de densidad de σ_1 y σ_3 e histogramas del “factor de forma” (R), para los tres campos de paleoesfuerzos definidos.

A excepción de una estación (49) en la que se ha obtenido un tensor inverso (incorporado a la familia T4), no se han puesto de evidencia esfuerzos de este tipo. Los campos de paleoesfuerzos obtenidos son de tipo extensional y de desgarre y, en los tres casos, tienen un carácter bimodal ya que presentan los dos tipos de soluciones (figura 4.14). Aunque



generalmente predomina el régimen extensional, el campo N-S es el que tiene un carácter más “compresivo”, ya que presenta valores de R (factor de forma del tensor) más próximos al campo de desgarre. En la mayor parte de los casos uno de los ejes principales se sitúa en la vertical, lo que es característico de este tipo de análisis (Angelier, 1994).

4.3.4.1. CAMPO DE PALEOESFUERZOS N-S

Tiene una orientación de máxima compresión horizontal (σ_{Hmax}) N-S y en el se incluyen las soluciones tensoriales que forman las familias T1 y T4 (tabla 4.4 figura 4.13).

T1 es un tensor de tipo extensivo, con una dirección de σ_{Hmax} , representada por σ_2 , entre N14°O y N20°E y una dirección de extensión (σ_{Hmin}) entre N76°E y N117°E (figura 4.12). Explica 407 fallas distribuidas en 21 estaciones de medida, lo que constituye el 37.1% del total de fallas explicadas (figura 4.15). Las fallas compatibles con este tensor son de tipo normal a normal-direccional con orientaciones de N20°O a N20°E, desgarres sinistrosos, N40-60°E, y dextrosos, N140-150°E. Las fallas de tipo desgarre quedan explicadas por tensores extensionales con valores del factor de forma (R) superior a 0.7, lo que implica que las magnitudes de σ_1 y σ_2 son muy parecidas, explicando con un mismo tensor fallas de tipo normal y de desgarre.

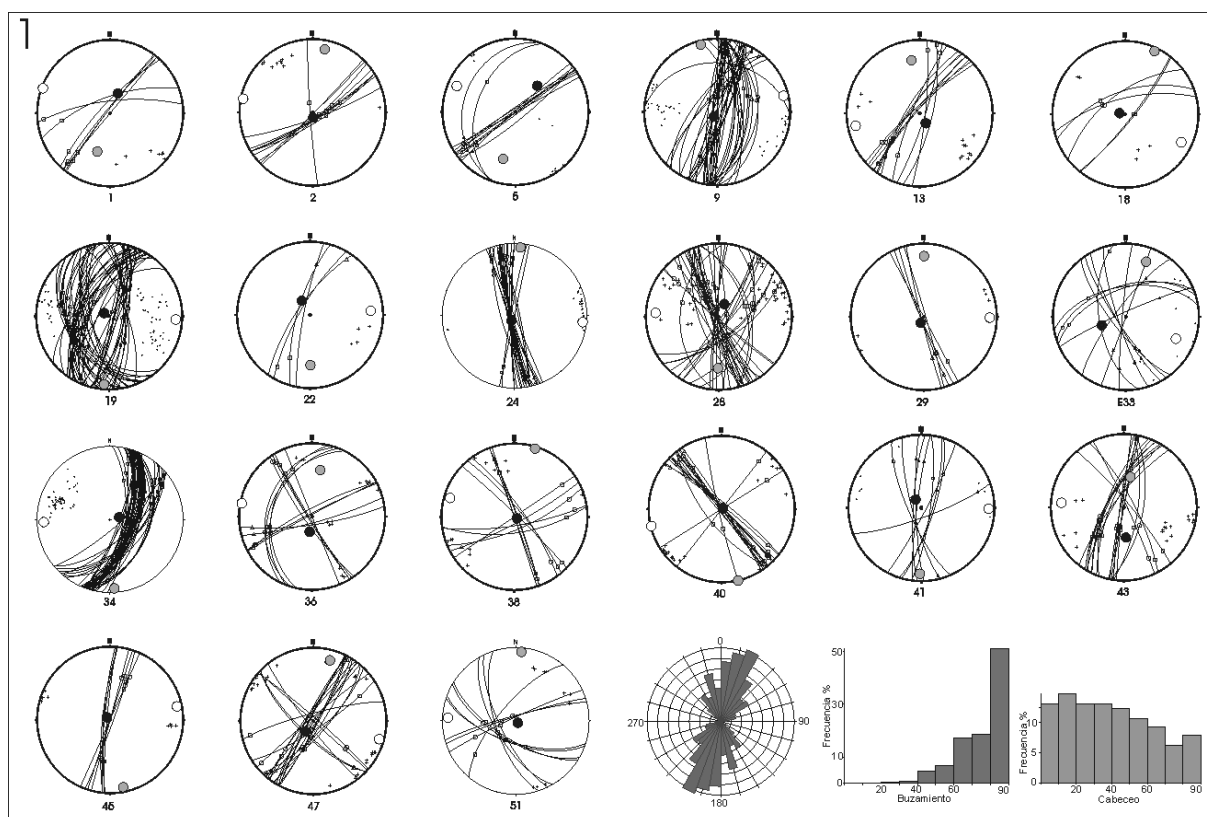


Figura 4.15. Representación estereográfica de las fallas explicadas y posición de los ejes principales de esfuerzo obtenidos en las 21 estaciones de medida asignadas a T1; rosa de direcciones e histogramas de buzamientos y cabeceos de las fallas explicadas.



En conjunto, las fallas explicadas abarcan orientaciones entre N50°O y N75°E, siendo las más frecuentes N10-20°O y N0-40°E. Los buzamientos son, en término general superiores a 40°, con un 50% de las fallas próximas a la vertical; mientras que los cabeceos abarcan todos los valores angulares posibles, respondiendo a los diversos tipos de fallas explicadas, desde desgarres hasta fallas de tipo normal-direccional y normal (figura 4.15).

En dos de las estaciones asignadas a esta familia de tensores (47 y 51) la toma de datos se ha realizado sobre materiales cenozoicos; lo que se tendrá en cuenta a la hora de discutir la cronología de actuación de los diferentes campos de paleoesfuerzos, que se abordará en el capítulo cinco.

T4 es un tensor de tipo desgarre, con σ_1 en la horizontal, una orientación de σ_{Hmax} entre N27°O y N26°E y σ_{Hmin} entre N59°E y N116°E (figura 4.12). Explica 355 fallas distribuidas en 16 estaciones de medida, lo que constituye el 32.4% del total de fallas explicadas. Las fallas compatibles con este tensor son mayoritariamente desgarres sinistrosos NE-SO y dextrosos NO-SE (figura 4.16).

Dentro de este grupo se ha incorporado la estación 49, en la que se ha obtenido el único tensor de tipo compresivo, con σ_3 en la vertical; una orientación de máxima compresión horizontal N-S y una σ_{Hmin} , representada por σ_2 , E-O (figura 4.16).

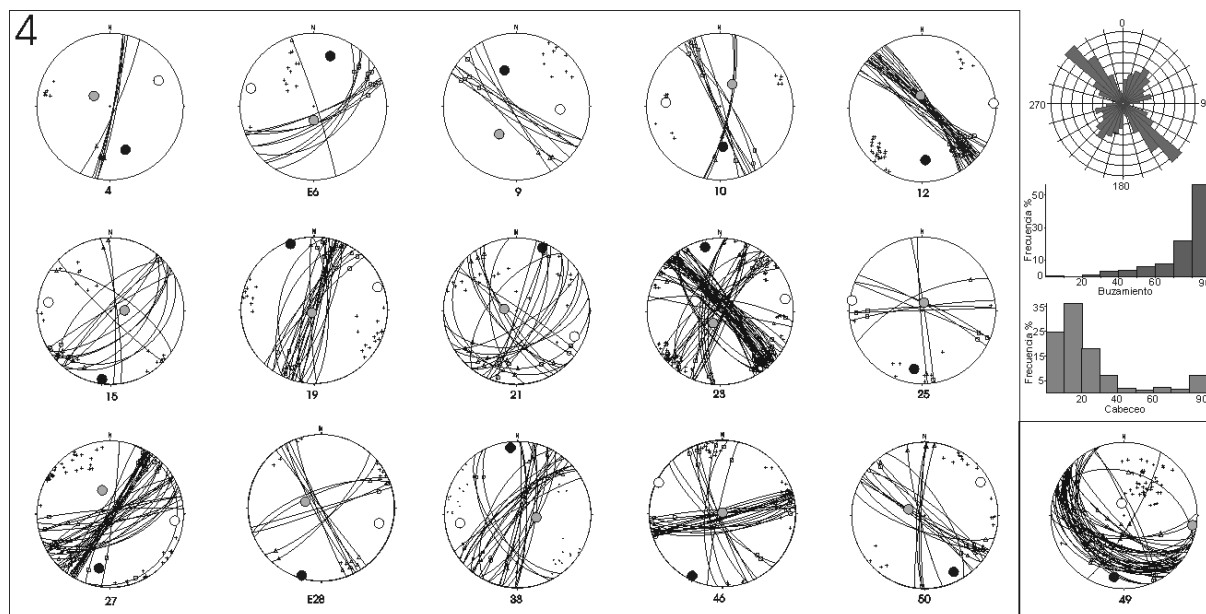


Figura 4.16. Representación estereográfica de las fallas explicadas y posición de los ejes de principales esfuerzo obtenidos en cada una de las 16 estaciones de medida asignadas a T4; rosa de direcciones e histogramas de buzamientos y cabeceos de las fallas explicadas.

Las fallas explicadas presentan dos orientaciones preferentes, las correspondientes a los desgarres dextrosos NO-SE, con orientaciones N20-70°O, y los desgarres sinistrosos NE-SO,



con orientaciones N0-80°E, predominando el primer grupo. Los buzamientos presentan mayoritariamente valores altos, superiores a 70°; mientras que los cabeceos son en su mayoría inferiores a 40° (figura 4.16).

Al igual que en T4, dos de las estaciones asignadas a este grupo (46 y 49) fueron tomadas en materiales cenozoicos.

4.3.4.2. CAMPO DE PALEOESFUERZOS NE-SO

Presenta una orientación de máxima compresión horizontal (σ_{Hmax}) NE-SO y en el se incluyen las soluciones tensoriales que forman las familias T2 y T5 (tabla 4.4, figura 4.13).

T2 es un tensor de tipo extensional con una dirección de σ_{Hmax} , representada por σ_2 , entre N21°E y N50°E y una dirección de extensión (σ_{Hmin}) entre N111°E y N140°E (figura 4.12). Explica 111 fallas distribuidas en 9 estaciones de medida lo que constituye el 10.1% del total de fallas explicadas. Las fallas compatibles con este tensor son principalmente de tipo normal-direccional a normal con un amplio rango de orientaciones, entre N20°O-90°E, y algunos desgarres sinistrosos E-O (figura 4.17).

De forma global, las fallas explicadas tienen orientaciones entre N20°O y N100°E con buzamientos altos, en su mayoría superiores a 60°. Los cabeceos son muy variados, predominando las fallas de tipo direccional-normal frente a las normales (figura 4.17).

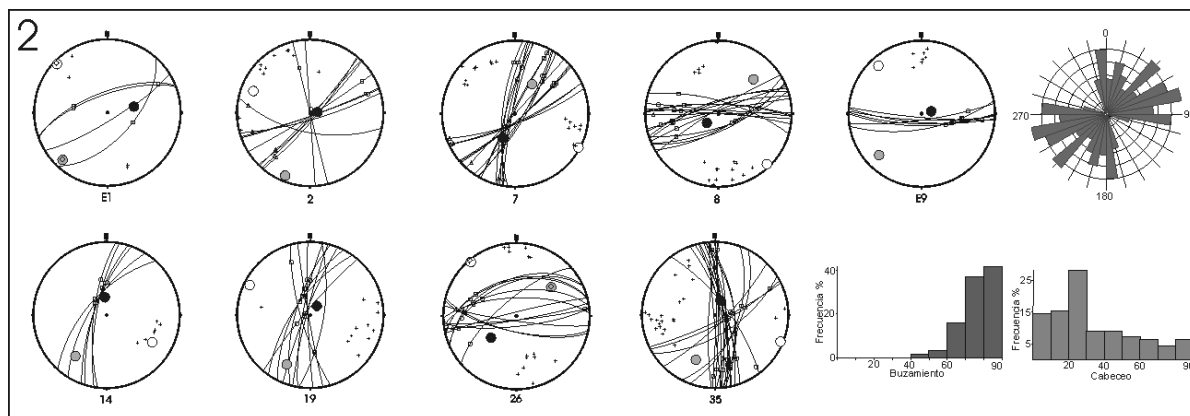


Figura 4.17. Representación estereográfica de las fallas explicadas y posición de los ejes de principales de esfuerzo obtenidos en las 10 estaciones de medida asignadas a T2; rosa de direcciones e histogramas de buzamientos y cabeceos de las fallas explicadas.

T5 es un tensor de tipo desgarre con σ_1 en la horizontal, una orientación de σ_{Hmax} , entre N28°E y N37°E y σ_{Hmin} entre N120°E y N134°E (figura 4.12). Explica 55 fallas distribuidas en 7 estaciones de medida lo que constituye el 5% del total de fallas explicadas. Las fallas compatibles con este tensor son mayoritariamente desgarres dextrosos, y alguna normal-direccional, N20°O-30°E y sinistrosos N40-80°E (figura 4.18).

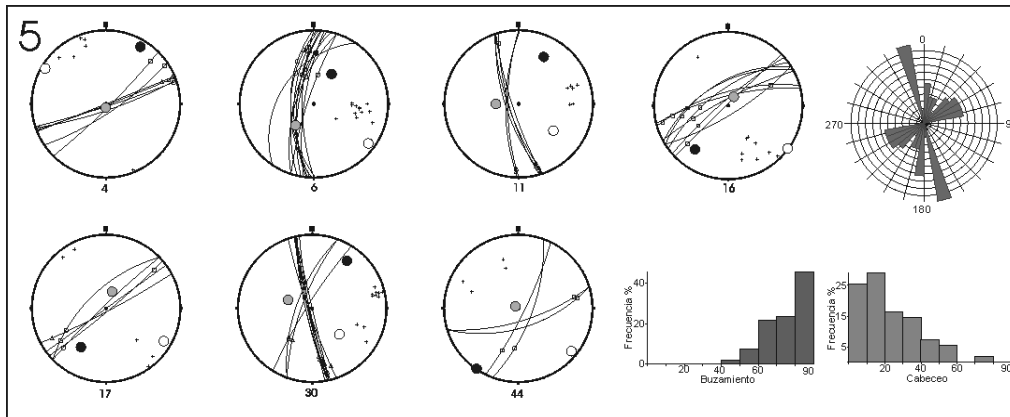


Figura 4.18. Representación estereográfica de las fallas explicadas y posición de los ejes de principales de esfuerzo obtenidos en cada una de las 7 estaciones de medida asignadas a T5; rosa de direcciones e histogramas de buzamientos y cabeceos de las fallas explicadas.

Conjuntamente, las fallas explicadas tienen orientaciones entre N20°O y N80°E, con un máximo N10-20°O. Los buzamientos son mayoritariamente superiores a 60°; mientras que un 80° de los cabeceos son inferiores a 40° (figura 4.18).

4.3.4.3. CAMPO DE PALEOESFUERZOS E-O

Presenta una orientación de máxima compresión horizontal (σ_{Hmax}) E-O, y en el se incluyen las soluciones tensoriales que forman las familias T3 y T6 (tabla 4.4, figura 4.13).

T3 es un tensor de tipo extensional con una dirección de σ_{Hmax} , representada por σ_2 , entre N76°E y N133°E y una dirección de extensión (σ_{Hmin}) entre N14°O y N41°E (figura 4.12). Explica 50 fallas distribuidas en 6 estaciones de medida (figura 4.19), lo que constituye el 4,6% del total de fallas explicadas.

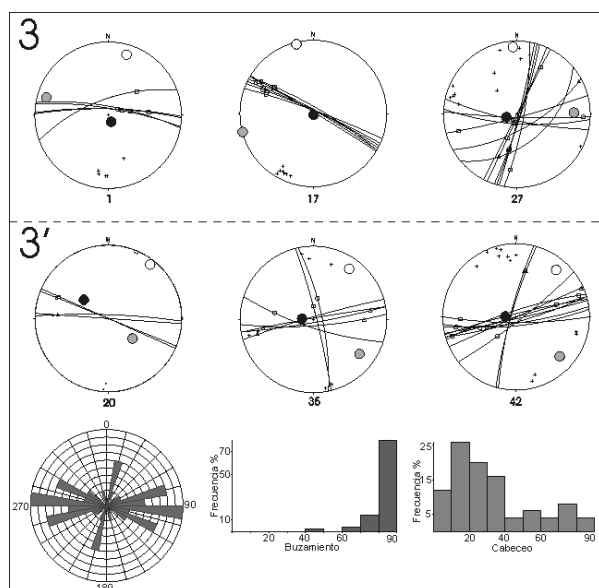


Figura 4.19. Representación estereográfica de las fallas explicadas y posición de los ejes de principales de esfuerzos obtenidos en cada una de las 6 estaciones de medida asignadas a T3; rosa de direcciones e histogramas de buzamientos y cabeceos de las fallas explicadas.



La fallas compatibles con este tensor son principalmente de tipo normal-direccional, N10-20°E, con sentido de movimiento sinistroso, y N70-100°E con sentido de movimiento dextroso.

De forma conjunta, las fallas explicadas tienen orientaciones N70-140°E y un máximo relativo N10-20°E. La mayoría de buzamientos son mayores de 80°, mientras que los cabeceos son muy variados; aunque las fallas son principalmente de tipo direccional-normal, con cabeceos entre 10 y 40° (figura 4.19).

T6 es un tensor de tipo desgarre con σ_1 en la horizontal, una orientación de σ_{Hmax} entre N72°E y N98°E y σ_{Hmin} entre N26°O y N8°E (figura 4.12). Explica 119 fallas distribuidas en 6 estaciones de medida (figura 4.20) lo que constituye el 10,8% del total de fallas explicadas. Las fallas compatibles con este tensor son mayoritariamente desgarres sinistrosos N90-150°E.

En conjunto, las fallas explicadas presentan orientaciones N60-160°E y, de forma minoritaria, N20°O-30°E. Los buzamientos son más bajos que en el grupo anterior pero, en general, superiores a 40°; mientras que los cabeceos son inferiores a 50° (figura 4.20).

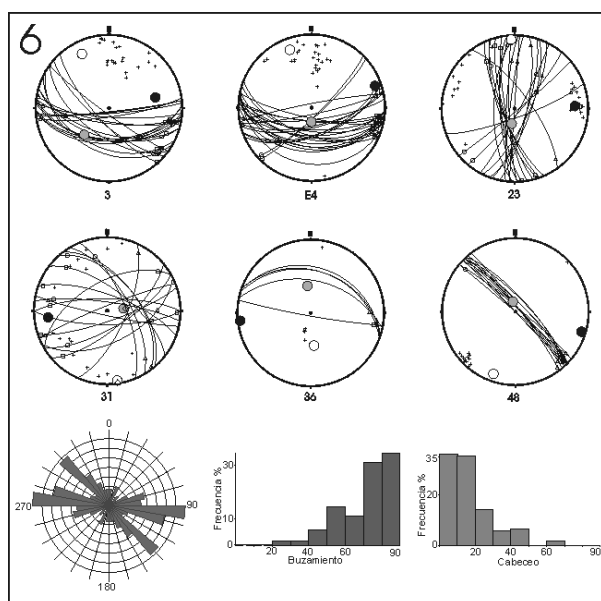


Figura 4.20. Representación estereográfica de las fallas explicadas y posición de los ejes de principales de esfuerzos obtenidos en cada una de las 7 estaciones de medida asignadas a T6; rosa de direcciones e histogramas de buzamientos y cabeceos de las fallas explicadas.



4.3.4.4. CARACTERÍSTICAS MEDIAS DEL TENSOR ASOCIADO A CADA CAMPO DE PALEOESFUERZOS

Para deducir las características medias del tensor de esfuerzo asociado cada uno de los campos de paleoesfuerzos, se han agrupado en una población única todas las fallas tratadas en las estaciones asignadas a cada campo. De este modo se ha obtenido una población para el campo N-S, otra para el NE-SO y una tercera para el E-O. Posteriormente se ha calculado el tensor de esfuerzo con el Método de Inversión de Esfuerzos de Reches (Reches et ál.,1992) y la solución media, para las fallas explicadas, mediante el Método de los Diedros Rectos.

Una vez obtenido el tensor medio, para comprobar su bondad y establecer los márgenes de confianza de la solución, se ha realizado un muestreo con reemplazamiento; incorporado por Reches et ál. (1992) al programa *Stress*. Para ello, una vez determinada la mejor solución y el coeficiente de fricción correspondiente, la población inicial de fallas se reemplaza por selección aleatoria hasta sumar N muestras (N=500) de forma que cada una de las muestras contiene el mismo numero de fallas, pero algunas pueden estar repetidas mientras que otras no aparecen en la muestra. Después se aplican los cálculos de inversión a todas las muestras hasta generar N tensores de esfuerzos para la fricción seleccionada y se calculan los ejes principales de esfuerzo medios de las N soluciones, determinando las variaciones angulares entre cada uno de los ejes principales de las N soluciones y el eje correspondiente del tensor medio.

La bondad del ajuste obtenido ha sido muy alta, oscilando los márgenes de confianza del tensor medio entre 10 y 1°.

Posteriormente con objeto de analizar el carácter de neoformación/reactivación de las fallas explicadas se han proyectado las tres poblaciones en el círculo de Mohr. Para ello se han incorporado al programa *Mohr* (Muñoz Martín, 1995) los parámetros obtenidos a partir del Método de Inversión de Esfuerzos para cada una de las soluciones, magnitudes relativas de los ejes principales y valor del coeficiente de fricción medio al que mejor se ajustaba la población.

De este modo, las fallas explicadas por el tensor han de quedar situadas por encima o sobre la línea de resistencia friccional definida por el valor de fricción media; mientras que las fallas no explicadas, mecánicamente incompatibles, quedarán por debajo de la línea de resistencia friccional (figura 4.21).

Una vez proyectadas, las fallas formaran ángulos definidos con los tres ejes principales de esfuerzo y, en el caso de las fallas neoformadas, quedarán proyectadas en un punto, ya sea en el exterior (caso uniaxial) o en el interior del círculo (caso triaxial). No obstante, se ha comprobado (Muñoz Martín, 1997) que, de los tres ángulos que representan a las fallas en el círculo de Mohr triaxial, el que permanece más constante es el que forma el polo de la falla con



el eje σ_2 (γ_2), por lo que el carácter de neoformación se evaluará principalmente en función de éste ángulo (figura 4.21).

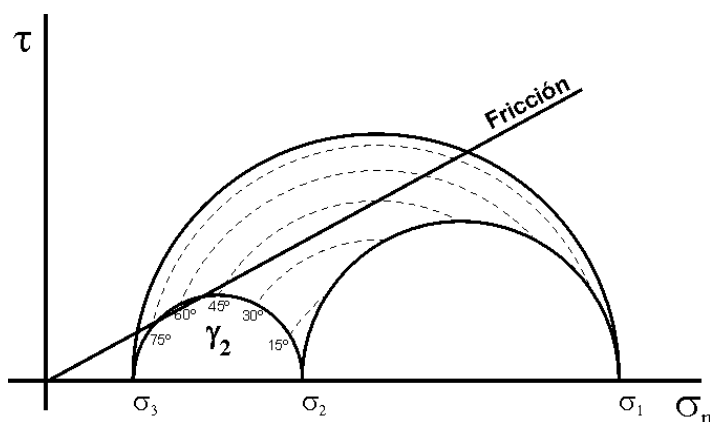


Figura 4.21. Representación del Circulo de Mohr y línea de resistencia friccional sobre la que se situaran las fallas mecánicamente compatibles. Los círculos discontinuos representan valores constantes del ángulo que forma el polo de la falla con el eje σ_2 (γ_2).

Si, por el contrario, la disposición de las fallas en el círculo de Mohr es aleatoria dentro del abanico definido por la intersección entre el círculo de Mohr y la línea de resistencia friccional, y existe variación en los tres ángulos que forman los polos con los ejes, las fallas no presentan una simetría definida respecto a los esfuerzos principales y han de considerarse como planos previos reactivados.

▪ TENSOR DE PALEOESFUERZOS N-S

El fichero utilizado para el calculo del tensor medio tiene 999 datos que corresponden a las fallas tratadas en las 37 estaciones de medida que se han asignado a este campo de paleoesfuerzos.

Los resultados obtenidos por el Método de Inversión de Esfuerzos de Reches (Reches et ál.,1992) consisten en un tensor de tipo extensional, con σ_1 orientado 76/179 (Inmersión/Sentido de Inmersión), σ_2 13/3 y σ_3 0/272 (figura 4.22A y B). La solución explica 701 fallas para una fricción de 0.3 y un valor del factor de forma (R) de 0.82. Los valores de los ángulos de desviación PAM y SM son 26.75 y 18.14.

El método de los Diedros Rectos proporciona una zona de máxima compresión horizontal nortada y otra de máxima extensión horizontal E-O, con una geometría típica de régimen de desgarre (figura 4.22C).

Las fallas explicadas son las mismas que las explicadas por las familias de tensores T1 y T4, es decir, fallas normales, normal-direccionales y desgarres NO-SE (N10°-60°O), con sentido de movimiento dextroso, y NE-SO (N0-80°E), con sentido de movimiento sinistroso (figura 4.22D).

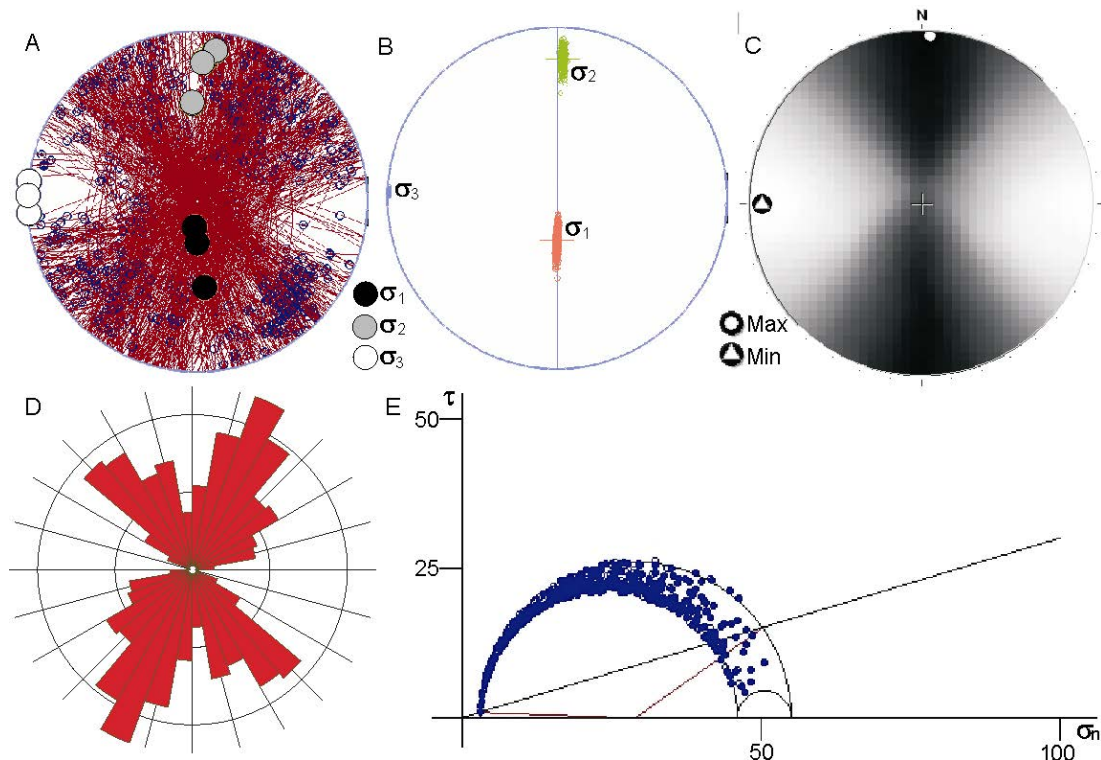


Figura 4.22. Características del tensor de paleoesfuerzos medio calculado para la población de fallas asignada al campo N-S. A) Fallas explicadas y posición de los ejes principales de esfuerzo del tensor obtenido con el Método de Inversión de Esfuerzos de Rechtes; B) Resultado del muestreo con reemplazamiento, para $N=500$; C) Diagrama de Diedros Rectos; D) Rosa de orientación de fallas explicadas (círculos 5%); E) Proyección de las fallas en el Círculo de Mohr.

Respecto al carácter de neoformación reactivación de las fallas asignadas a este campo de paleoesfuerzos, el círculo de Mohr muestra como existen ambos tipos. Hay un número importante de fallas situadas sobre la envolvente externa lo que estaría indicando un carácter neoformado, pero numerosas fallas se encuentran proyectadas, de forma más o menos aleatoria, entre ambas envolventes; indicando reactivación (figura 4.22E).

▪ TENSOR DE PALEOESFUERZOS NE-SO

El fichero utilizado para el cálculo del tensor medio tiene 181 datos que corresponden a las fallas tratadas en las 16 estaciones de medida asignadas a este campo de paleoesfuerzos.

Los resultados obtenidos por el Método de Inversión de Esfuerzos de Rechtes (Rechtes et ál.,1992) consisten en un tensor de tipo normal, con σ_1 orientado 64/214, σ_2 25/34 y σ_3 0/124 (figura 4.23A y B). La solución explica 152 fallas con un valor de R de 0.85. Los valores de los ángulos de desviación PAM y SM son 23.6 y 15.89, respectivamente, y el coeficiente de fricción medio calculado para la solución que proporciona el mejor ajuste es 0.1.

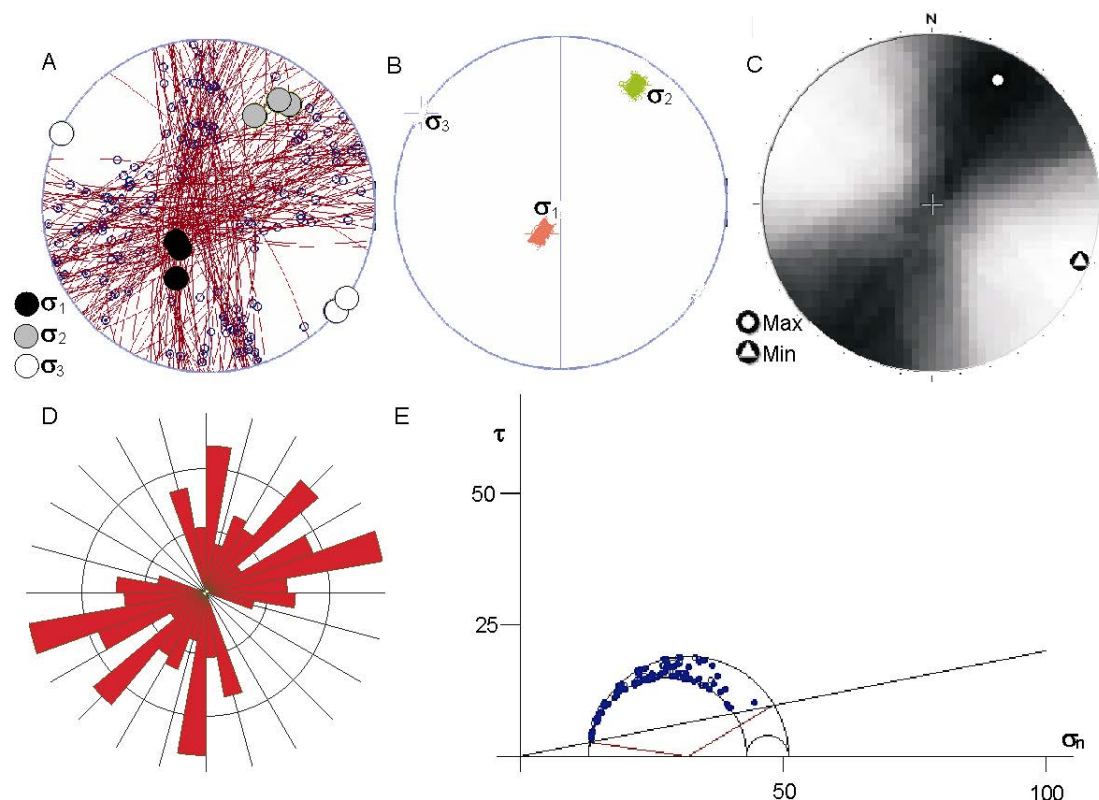


Figura 4.23. Características del tensor de paleoesfuerzos medio calculado para la población de fallas asignada al campo NE-SO. A) Fallas explicadas y posición de los ejes principales de esfuerzo del tensor obtenido con el Método de Inversión de Esfuerzos de Reches; B) Resultado del muestreo con reemplazamiento, para $N=500$; C) Diagrama de Diedros Rectos; D) Rosa de orientación de fallas explicadas (círculo 5%); E) Proyección de las fallas en el Círculo de Mohr.

El método de los Diedros Rectos proporciona una zona con una máxima compresión horizontal NE-SO y una máxima extensión horizontal ESE-ONO (figura 4.23C).

Las fallas explicadas por el tensor medio obtenido son equivalentes a las explicadas por T2 y T5, es decir fallas de tipo normal-direccional a normal entre $N20^{\circ}O-90^{\circ}E$, desgarres dextrosos $N20^{\circ}O-30^{\circ}E$ y sinistrosos $N40-80^{\circ}E$ (figura 4.23D).

El círculo de Mohr muestra, al igual que en el caso anterior, la existencia dentro de la población tanto de fallas neoformadas como reactivadas; aunque parece haber un predominio de las reactivadas sobre las neoformadas (figura 4.23E).

▪ TENSOR DE PALEOESFUERZOS E-O

El fichero utilizado para el cálculo del tensor medio tiene 204 datos que corresponden a las fallas tratadas en las 12 estaciones de medida asignadas al campo de paleoesfuerzos E-O.



Los resultados obtenidos por el Método de Inversión de Esfuerzos de Reches (Reches et ál.,1992) proporcionan un tensor de tipo desgarre, con σ_1 orientado 9/81, σ_2 78/232 y σ_3 5/350 (figura 4.24A y B). La solución explica 142 fallas con un valor de R de 0.72. Los valores de los ángulos de desviación PAM y SM son 26.82 y 22.08, respectivamente, y el coeficiente de fricción medio calculado para la solución que proporciona el mejor ajuste es 0.2.

El Método de los Diedros Rectos proporciona una zona con una máxima compresión E-O y una máxima extensión N-S (figura 4.24C).

Las fallas compatibles con este campo de paleoesfuerzos son mayoritariamente de tipo normal-direccional y de desgarre, con sentido de movimiento dextroso, entre N10-80°E y sinistroso entre N90-150°E. No obstante, las orientaciones mayoritarias compatibles con este campo se encuentran entre N60-150°E con dos máximos bien definidos según N70-80°E y N90-120°E (figura 4.24D).

El círculo de Mohr muestra, la presencia mayoritaria de fallas neoformadas y porcentaje menor de reactivadas. Los puntos proyectados en la envolvente externa indican un carácter uniaxial (figura 4.24E).

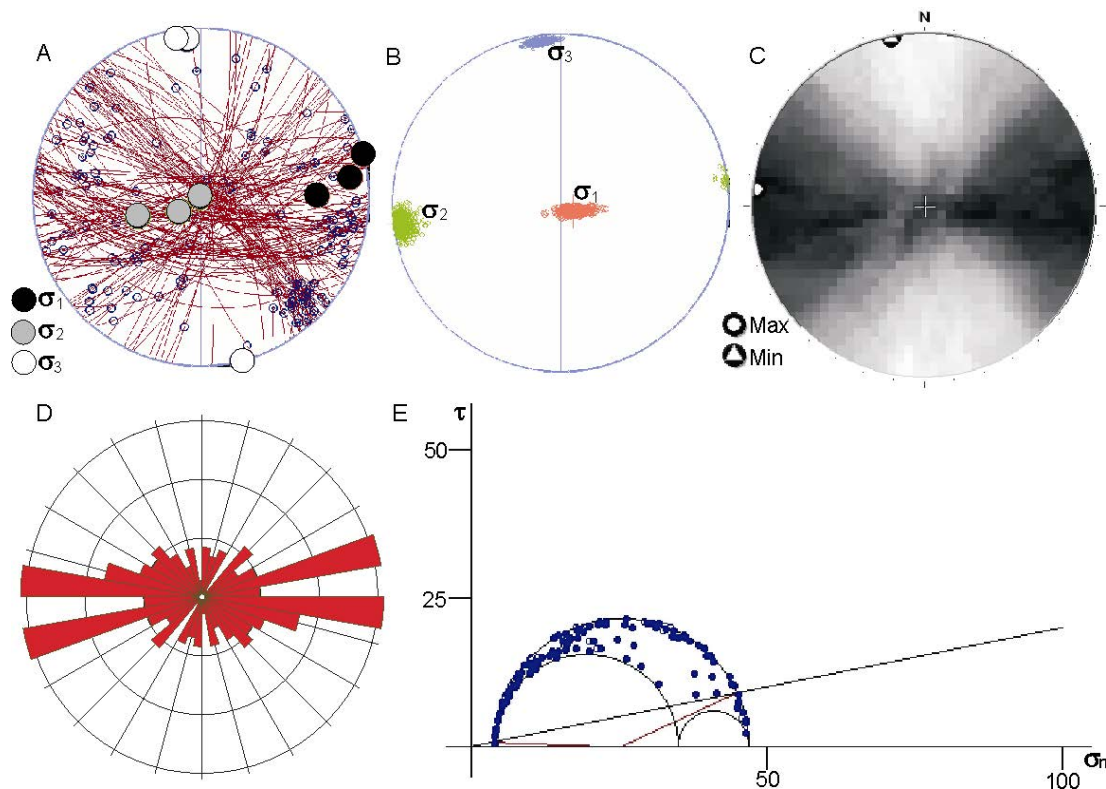


Figura 4.24. Características del tensor de paleoesfuerzos medio calculado para la población de fallas asignada al Campo E-O. A) Fallas explicadas y posición de los ejes principales de esfuerzo del tensor obtenido con el Método de Inversión de Esfuerzos de Reches; B) Resultado del muestreo con reemplazamiento, para N=500; C) Diagrama de Diedros Rectos; D) Rosa de orientación de fallas explicadas (círculos 5%); E) Proyección de las fallas en el Círculo de Mohr.



4.3.5. MAPAS DE TRAYECTORIAS DE PALEOESFUERZOS

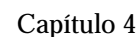
Una vez definidas las características principales de los tres campos de paleosfuerzos y, a partir de las soluciones tensoriales obtenidas en cada una de las estaciones que los integran, se han realizado los mapas de trayectorias de máximo esfuerzo horizontal correspondientes a cada uno de los tres campos. Para ello se ha utilizado la metodología propuesta por Lee y Angelier (1994) y el programa *Lissage*, del mismo autor, que permite reconstruir mapas de trayectorias de esfuerzo a partir de los tensores individuales asignados previamente a cada campo de paleosfuerzos. Como resultado, a partir de las orientaciones locales de esfuerzo, se obtiene una distribución regional, en dos dimensiones, de las trayectorias de esfuerzos.

Esta transformación incluye un proceso de suavizado que varía en función del método de interpolación elegido. Para la interpolación de las trayectorias se ha utilizado el método de peso inversamente proporcional a la distancia, en el que el grado de suavizado de las trayectorias está controlado por el valor del exponente y la distancia umbral (radio de búsqueda). Para los mapas generados en este trabajo el valor del exponente utilizado ha sido 3 y el radio de búsqueda ha sido de 20 Kilómetros, para los mapas correspondientes a los campos N-S y NE-SO, y de 30 Km para el E-O, debido a la mayor separación entre las estaciones.

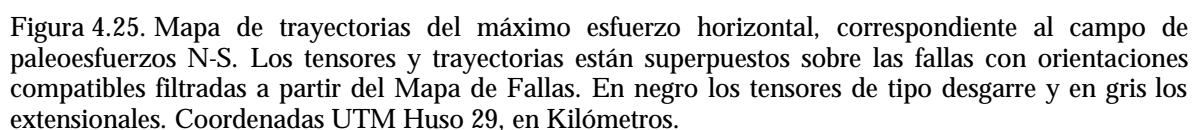
En la interpolación también se considera el efecto de las variaciones locales, resultado de incertidumbres en el proceso de inversión de esfuerzos; este efecto se incorpora al cálculo por medio de un valor angular de dispersión en la posición del eje. En este trabajo se ha utilizado el error angular máximo obtenido para σ_{Hmax} con el Método de Inversión de Esfuerzos utilizado (Reches et ál. 1992)

Los datos para el cálculo de trayectorias de paleosfuerzos proceden de los resultados obtenidos en el cálculo de los tensores de esfuerzos con el Método de Inversión de Esfuerzos (Reches et ál. 1992), previamente descrito. Una vez asignados los tensores individuales al campo de paleosfuerzos correspondiente se han preparado los ficheros para el cálculo de trayectorias. Los ficheros incorporan 6 valores que corresponden a las coordenadas UTM X e Y de las estaciones donde se han calculado los tensores, la orientación (azimut) de la máxima compresión horizontal σ_{Hmax} , el eje al que representa σ_{Hmax} (σ_1 , σ_2 , σ_3), una indicación de si los ejes están o no permutados y el error angular del eje horizontal, antes mencionado.

Las trayectorias de máxima compresión horizontal obtenidas para cada campo de paleosfuerzos, se han representado sobre un esquema estructural de las fallas compatibles con cada uno de ellos, filtradas a partir del Mapa de Fallas (figuras 4.25, 4.26 y 4.27).



El campo de paleoesfuerzos N-S presenta una amplia distribución espacial, abarcando la práctica totalidad de la zona de estudio. Las trayectorias de máxima compresión horizontal (σ_{Hmax}) se orientan de forma bastante homogénea según una dirección N-S, con alguna pequeña inflexión. En el cuarto más septentrional del área las trayectorias giran unos 10° en sentido horario, respondiendo a la dirección de σ_{Hmax} de las estaciones 1, 5, 2, 46 y 47. En la esquina suroccidental las trayectorias también giran levemente en sentido horario y en al sur de Ledesma en sentido antihorario; no obstante, el hecho de que en esta zona solo haya una estación lo hace menos significativo (figura 4.25).





MAPA DE TRAYECTORIAS DE PALEOESFUERZOS DEL CAMPO NE-SO

El campo de paleoesfuerzos NE-SO es el segundo mejor representado en la zona, en lo que se refiere al número de datos y a la amplitud en la distribución de las estaciones que lo avalan. En general está bien representado, a excepción del área SE, donde no se ha detectado su presencia, lo que también puede deberse al hecho de que es en la zona S y SE donde existen menor número de estaciones de medida. Las trayectorias de σ_{Hmax} muestran una orientación muy constante con una dirección media de N40°E (figura 4.26).

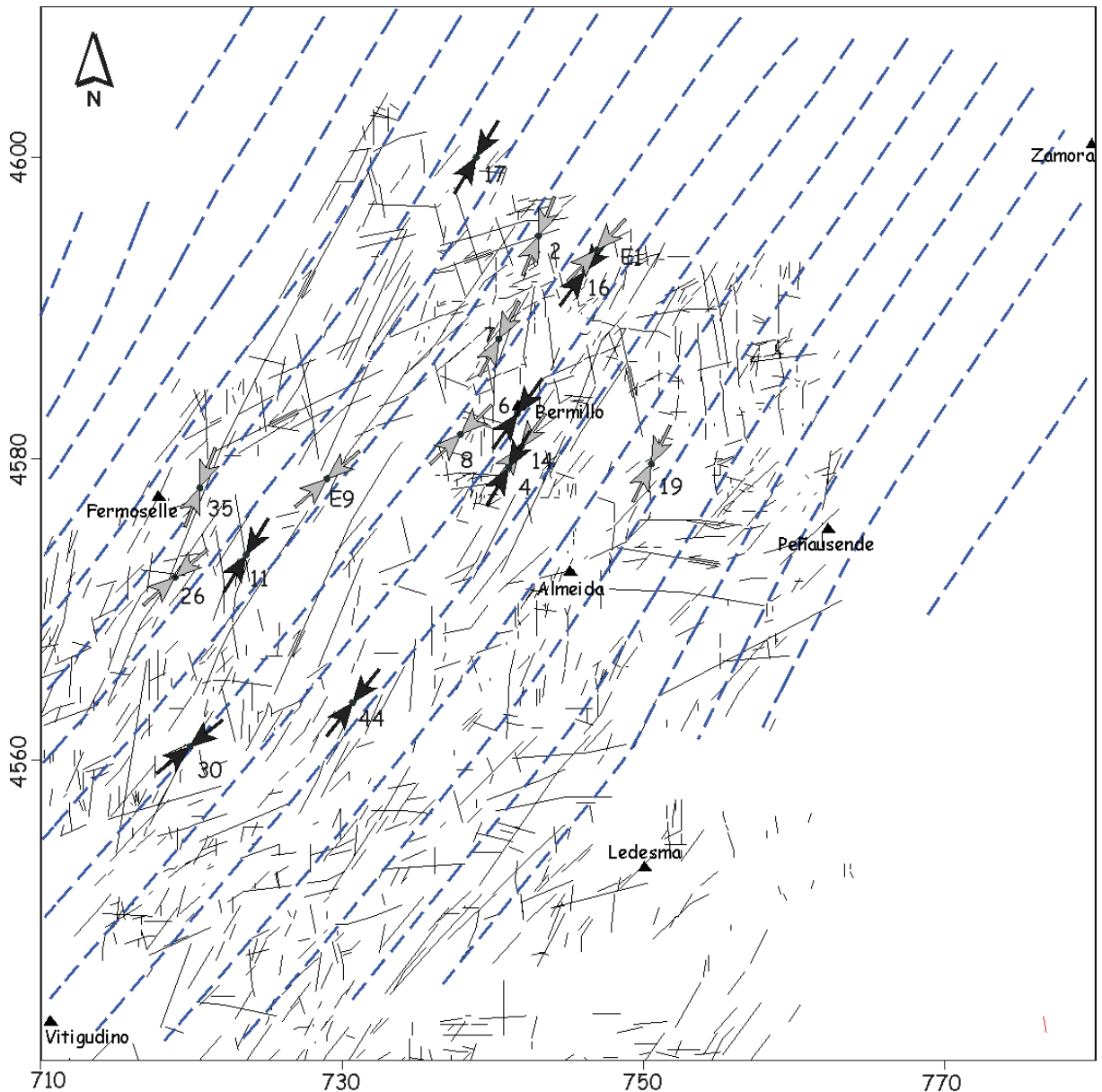


Figura 4.26. Mapa de trayectorias del máximo esfuerzo horizontal, correspondiente al campo de paleoesfuerzos NE-SO. Los tensores y trayectorias están superpuestos sobre las fallas con orientaciones compatibles filtradas a partir del Mapa de Fallas. En negro los tensores de tipo desgarre y en gris los extensionales. Coordenadas UTM Huso 29, en Kilómetros.



MAPA DE TRAYECTORIAS DE PALEOESFUERZOS DEL CAMPO E-O

El campo de paleoesfuerzos E-O es el menos representado en la zona, tanto en lo referente a número de estaciones como a su distribución espacial. Únicamente se ha registrado en 12 estaciones situadas, a excepción de la estación 48, en el borde más occidental del área. Las trayectorias de σ_{Hmax} presentan una orientación E-O con alguna pequeña inflexión en la zona central (figura 4.27).

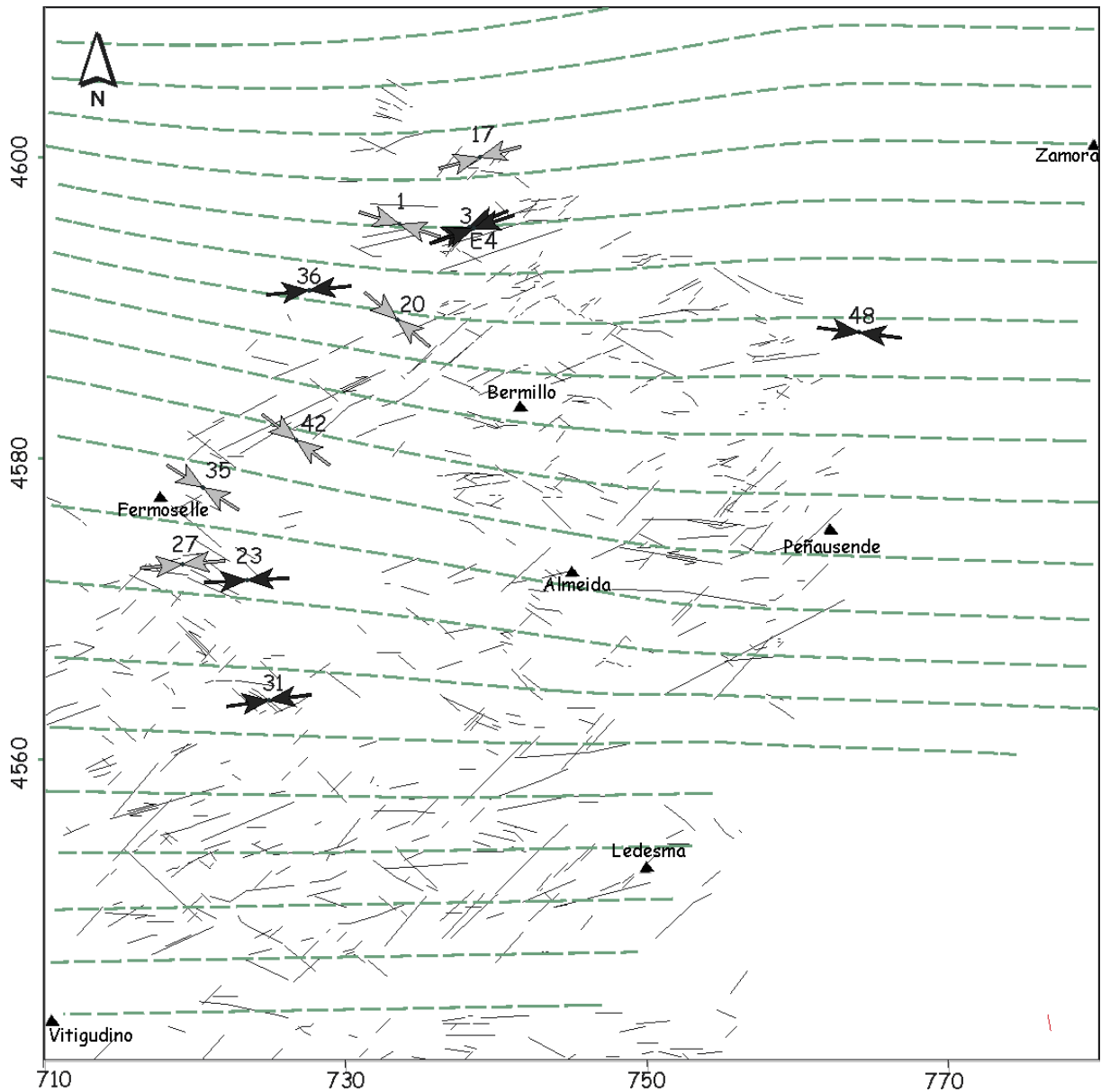


Figura 4.27. Mapa de trayectorias del máximo esfuerzo horizontal, correspondiente al campo de paleoesfuerzos E-O. Los tensores y trayectorias están superpuestos sobre las fallas con orientaciones compatibles filtradas a partir del Mapa de Fallas. En negro los tensores de tipo desgarre y en gris los extensionales. Coordenadas UTM Huso 29, en Kilómetros.



4.4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A partir de los datos mesoestructurales de campo y mediante la aplicación de métodos de Análisis Poblacional de Fallas, se han obtenido una serie de soluciones tensoriales que explican el movimiento del 84.3% de las fallas medidas en campo. Agrupando los tensores individuales obtenidos en cada estación en función de los datos de campo, las características de las estructuras que explican y criterios de coaxialidad entre los ejes principales de esfuerzo, se han definido tres campos de paleoesfuerzos que, en orden de importancia, presentan direcciones de máxima compresión horizontal N-S, NE-SO y E-O.

- El campo de paleoesfuerzos N-S es el que se ha reconocido en un mayor número de estaciones. Los tensores individuales que lo integran son tanto de tipo desgarre como extensionales, siendo estos últimos los más abundantes, con direcciones de acortamiento NNO-NNE (figura 4.25). El tensor medio calculado para este campo de paleoesfuerzos es un tensor de tipo extensional con una dirección de σ_{Hmax} N-S y con un valor de R de 0,82. El valor del factor de forma implica que las magnitudes de σ_1 y σ_2 son muy parecidas, por lo que con pequeñas variaciones en las magnitudes relativas de estos dos ejes se pueden producir permutaciones pasando de régimen extensional a desgarre y viceversa (figura 4.28).

Las fallas compatibles con este campo de paleoesfuerzos son de tipo normal, normal-direccionales y desgarres con orientaciones NO-SE, con sentido de movimiento dextroso, y NE-SO, con sentido de movimiento sinistroso (figura 4.22).

En el análisis probabilístico aplicado a la independencia entre tensores, se ha puesto de manifiesto la posibilidad de que la familias de tensores que componen el campo de paleoesfuerzos N-S (T1 y T4) no sean contemporáneas. Esto implicaría que, durante la etapa compresiva N-S se produjeron dos regímenes de esfuerzos que no representan una permutación entre los ejes de principales de esfuerzo, sino un cambio en la forma del tensor a lo largo del tiempo; pasando de régimen de tipo desgarre a extensional, o viceversa. Dado que hasta el momento no se dispone de otras evidencias de más peso que apoyen esta hipótesis y que, en cualquier caso, ambos regímenes responden a una orientación de compresión N-S, en este trabajo se han tratado conjuntamente dentro del campo de paleoesfuerzos N-S.

- El campo de paleoesfuerzos NE-SO es el segundo en importancia, tanto por el número de estaciones en las que se ha definido como por su distribución en el área de estudio (figura 4.26). Al igual que en el caso anterior, en el se incluyen tensores de tipo extensional y desgarre con una dirección de acortamiento NE-SO. El tensor medio calculado para este campo de paleoesfuerzos es de tipo extensional con una dirección de σ_{Hmax} N34°E y con un valor de R de 0,85 (figura 4.28). Una vez más, el elevado valor de R facilita las



permutaciones entre σ_1 y σ_2 , lo que explica la coexistencia entre el régimen extensional y de desgarre.

En cuanto a las fallas explicadas por este campo de paleoesfuerzos, son de tipo normal-direccional a normal con un amplio rango de orientaciones, entre NNO a E-O y de tipo desgarre NNO-NE, con sentido de movimiento dextroso, y NE-E con sentido de movimiento sinistroso (figura 4.23).

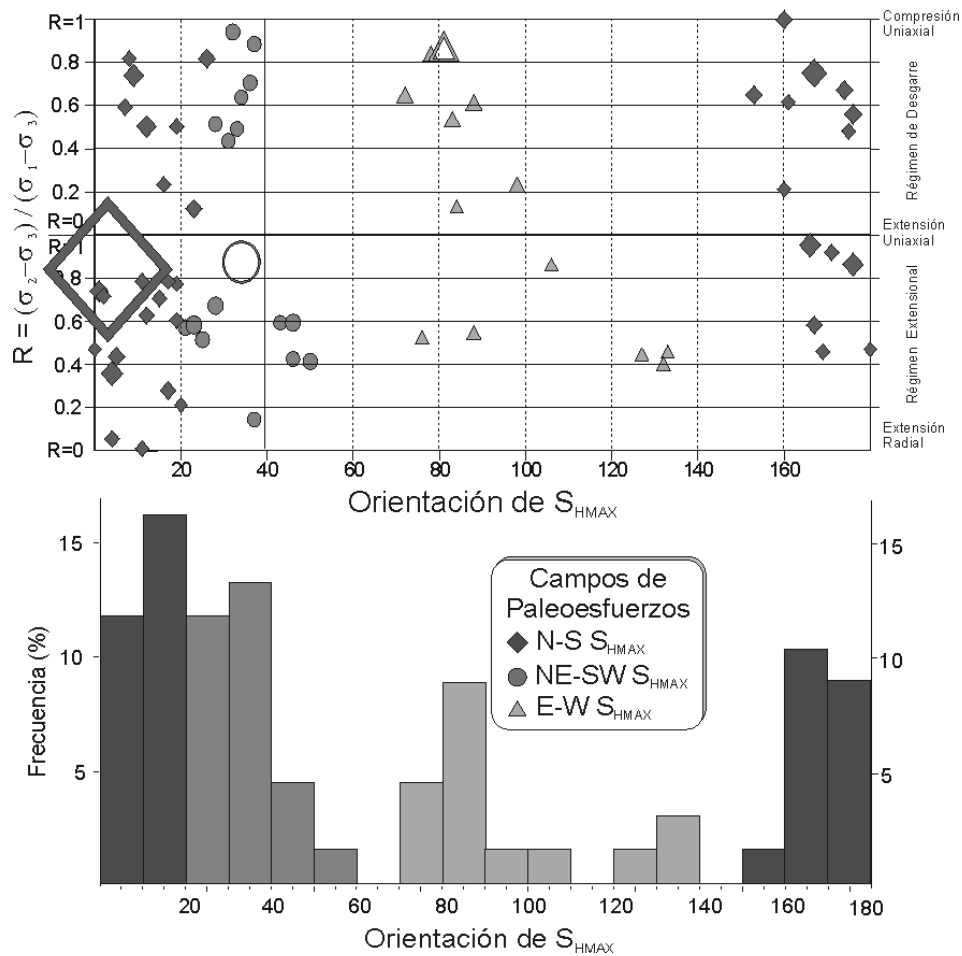


Figura 4.28. Proyección en un diagrama R/σ_{Hmax} de las soluciones tensoriales puntuales y de los tensores medios obtenidos en cada uno de los campos de paleoesfuerzos. Histograma de frecuencia de tensores en función de la orientación de σ_{Hmax} .

- El campo de paleoesfuerzos E-O es el menos representado y con un menor número de estaciones asignadas. (figura 4.27). Al igual que los casos anteriores, en el se incluyen tensores de tipo extensional y desgarre con una dirección de acortamiento E-O. El tensor medio calculado para este campo de paleoesfuerzos es de tipo desgarre con una dirección de σ_{Hmax} N81°E y con un valor de R de 0,72 (figura 4.28).



Las fallas compatibles con este campo de paleoesfuerzos son mayoritariamente de tipo normal-direccional y de desgarre, entre N60-150°E, con dos máximos bien definidos según N70-80°E y N90-120°E, con sentido de movimiento dextroso y sinistroso, respectivamente (figura 4.24).

Como ya se ha dicho, los elementos de campo para determinar la edad de actuación de los campos de paleoesfuerzos han sido escasos. Un dato importante es que varias de las estaciones asignadas al campo de paleoesfuerzos N-S hayan sido medidas sobre materiales cenozoicos, implicando así una edad mínima de actuación. No obstante en los otros dos campos de paleoesfuerzos no se dispone de este tipo de información por lo que para poder ordenarlos temporalmente y asignarles una edad de actuación, se ha tenido que recurrir a otra serie herramientas y metodologías que se abordarán en el capítulo siguiente, donde se discutirá la cronología y las edades de actuación de los tres campos de paleoesfuerzos definidos.



CAPÍTULO 5

ANÁLISIS CRONOLÓGICO

5.1. INTRODUCCIÓN

En el capítulo anterior se han definido tres campos de paleoesfuerzos, responsables de la fracturación frágil del área de estudio, quedando pendiente su ordenación temporal y la asignación de una edad de actuación. Las características geológicas del área no han permitido asignar de forma sistemática edades a las estaciones de toma de datos, ya que el 96% de las mismas se encontraban sobre los materiales graníticos y metamórficos hercínicos, lo que únicamente permite decir que el movimiento es posthercínico. En este sentido únicamente se dispone de información más precisa en las cuatro estaciones situadas en los materiales cenozoicos del borde occidental de la Cuenca del Duero.

De este modo, para completar la información cronológica, se ha recurrido a otras metodologías y herramientas alternativas que permitan definir de un modo más preciso el orden y la edad de actuación de los tres campos de paleoesfuerzos definidos.

En primer lugar, se describen las características y la edad de los materiales cenozoicos donde se sitúan las cuatro estaciones cinemáticas incorporadas al análisis de paleoesfuerzos y que, como se ha dicho en el capítulo anterior, se asocian al campo de paleoesfuerzos N-S. Estas evidencias se completan con otras observaciones de campo que aportan información sobre la edad de actuación de este campo de paleoesfuerzos.

Posteriormente, se han datado mediante técnicas de geocronología absoluta (K-Ar) las muestras arcilla de falla recogidas en campo. Las edades absolutas resultantes se han relacionado con los tensores de esfuerzos, obtenidos en la estación cinemática correspondiente y para los datos cinemáticos medidos directamente sobre la arcilla. De esta manera, se han interpretado las edades obtenidas en relación a los campos de paleoesfuerzos.

Los resultados obtenidos en este capítulo, se ha interpretado de forma conjunta permitiendo ordenar temporalmente los campos de paleoesfuerzos definidos en el capítulo anterior y aportando información sobre su edad.





5.2. CRITERIOS ESTRATIGRÁFICOS DE DATACIÓN

En las cuatro estaciones cinemáticas medidas sobre los materiales cenozoicos, se ha obtenido un tensor con una dirección de máxima compresión horizontal nortada, entre N-S y N26°E, por lo que han sido asignadas al campo de paleoesfuerzos N-S (capítulo 4).

En dos de las estaciones (47 y 51) se ha obtenido un tensor extensional, relacionado con la familia de tensores T1. En la estación 46 el tensor es de tipo desgarre, mientras que la estación 49 es la única donde se ha obtenido un tensor de tipo compresivo, con σ_3 en la vertical (figura 5.1). Estas dos estaciones se incluyen en la familia de tensores T4, que corresponde a las soluciones de tipo desgarre, relacionadas con el campo de paleoesfuerzos N-S (capítulo 4).

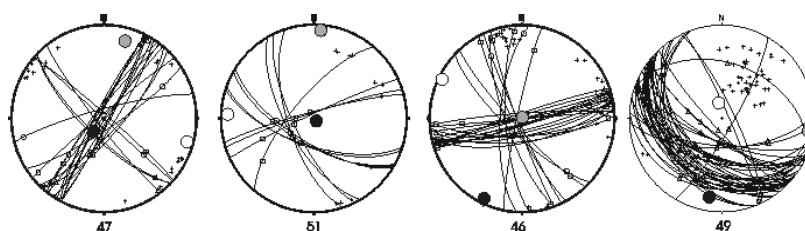


Figura 5.1. Fallas explicadas y posición de los ejes principales de esfuerzos para las estaciones medidas en los materiales cenozoicos del borde occidental de la Cuenca del Duero.

Los datos de fallas correspondientes a las estaciones 46 y 47 fueron medidos en la Formación Areniscas Silíceas y Conglomerados del Paleoceno-Eoceno inferior (IGME, 1980) constituida por materiales detríticos muy silicificados, básicamente conglomerados con cantos de hasta 10 cm de tamaño, alternando con areniscas (fotografía 3.4). Estos materiales afloran en las proximidades de Zamora, en el borde noroccidental de la Cuenca del Duero, y equivalen a UTS-MC, más concretamente a la Unidad Silícea, de Santisteban et ál. (1991).

A esta unidad se le asigna una edad Paleoceno, y existe una datación mediante K-Ar de las alunitas relacionadas con la silicificación de techo de la UTS-MC, con una edad de 58 Ma (Blanco et ál., 1982). Dado que parte de las estrías se encontraban sobre una pátina de sílice relacionada con este proceso de silicificación (fotografía 3.4), se puede decir que el movimiento de las fallas medidas en estas estaciones ha sido posterior a 58 Ma, lo que implicaría una edad mínima de actuación Paleoceno superior-Eoceno.

En el caso de la estación 49, los datos se han obtenido sobre una alterita silicificada con evidencias de cementación por ópalo (fotografía 4.5). Se trata de la alteración mesozoica de gneises precámbricos, posteriormente afectada por la silicificación finipaleógena que se produjo a techo de la UTS-MC. El manto de silicificación ha preservado la alterita, que aflora debajo del mismo, en una posición estratigráficamente inferior a donde se tomaron los datos.

El hecho de que las medidas se hayan realizado sobre los materiales silicificados y de que parte de las estrías se encontrarán sobre ópalo, nos conduce, una vez más, a la edad asignada al techo



de la silicificación; por lo que la edad mínima de actuación para las fallas de esta estación sería la misma que para las estaciones 46 y 47.

La estación 51 se encuentra en el entorno de la falla de Peñausende, una gran estructura de dirección NE-SO que presenta un movimiento con componente normal y labio hundido hacia el NNO. Esta falla pone en contacto la silicificación paleógena que afecta las alteritas mesozoicas con los materiales graníticos sin silicificar y se le asigna un salto vertical mínimo de 80 m. Adicionalmente, en las proximidades de esta estructura, se han deducido otra serie de fallas con actividad alpina, que presentan orientaciones principales N60-70°E y N-S a N20°E (figura 6.4).

En lo que a su edad de actuación se refiere, para Santisteban (1998), la distribución y reconstrucción de la posición relativa del zócalo hercínico, la *Alteración Fundamental* (alterita mesozoica) y la Unidad Silíceo-Siderolítica (UTS-MC), parecen indicar la actuación de fallas, en la proximidades de Peñausende, con posterioridad al desarrollo del manto de alteración y previamente a la sedimentación de los materiales correspondientes a UTS-MC (figura 5.2); lo que implicaría una actuación durante el Mesozoico terminal.

Los datos correspondientes a esta estación se midieron, al igual que en la estación 49, sobre la alterita mesozoica silicificada, que en este caso procede de un granito. Los afloramientos presentaban una superficie silicificada, de más de 2 mm de espesor, sobre la que se midieron la mayoría de las estrías (fotografía 3.6) por lo que la edad mínima de actuación sería la misma que en los casos anteriores (Paleoceno superior-Eoceno).

El hecho de que la estructura hubiera sido activa durante el Mesozoico, previamente a la sedimentación de los materiales de la UTS-MC (Santisteban, 1998) implica que las evidencias cinemáticas recogidas en campo representan la reactivación de una estructura preexistente, que probablemente fuera activa bajo alguno de los campos de paleoesfuerzos anteriores.

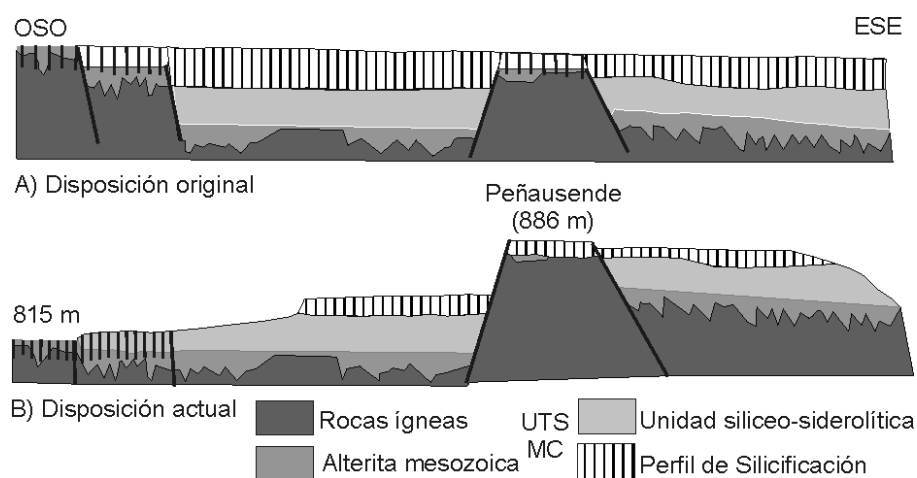


Figura 5.2. Disposición de la diferentes unidades en relación con los relieves tectónicos entorno a la falla de Peñausende (modificado de Santisteban, 1998).



Adicionalmente, en el análisis gravimétrico (capítulo 3) se ha reconocido una zona de alto gradiente en el MDV que coincide con la situación la falla de Peñausende; lo que está indicando que la estructura tiene un reflejo cortical. La existencia de otra serie de ZAG de orientación NE-SO muestra la relevancia de las estructuras de esta orientación en la zona.

Otra de las evidencias de actividad tectónica durante el Cenozoico se encuentra en la mina de Golpejas, situada en la localidad del mismo nombre, donde aflora una gran estructura que pone en contacto los materiales terciarios correspondientes a la UTS-P1 (figura 2.4), de edad Eoceno inferior (Santisteban et ál., 1991), con los metasedimentos paleozoicos. La estructura aflora en una de las cortas de la mencionada mina, con una altura superior a la veintena de metros (figura 5.3).

La estructura consta de dos planos principales conjugados de dirección N40-50°E y N110-130°E (figura 5.3). Aunque no se ha observado la presencia de estrías sobre los planos de falla, se deduce un movimiento de desgarre con componente inverso, puesto de manifiesto por la disposición de los materiales y la deformación de la esquistosidad hercínica, respectivamente.

La orientación de estos planos coincide con la de las fallas explicadas por el campo de paleoesfuerzos N-S, y el movimiento deducido es coherente con una dirección de compresión nortada.



Figura 5.3. Contacto tectónico entre los materiales paleocenos (UTS-P1) y los metasedimentos paleozoicos en la mina de Golpejas. Proyección estereográfica de planos y polos de las fallas medidas en campo. La orientación de la esquistosidad se representa en un trazo discontinuo.



Todas las evidencias de campo, apuntan a que la actividad de las fallas medidas en las cuatro estaciones cenozoicas ha sido posterior a 58 Ma. Lo que le asigna una edad mínima de actuación en el límite Paleoceno superior-Eoceno.

Dado que la orientación de la máxima compresión horizontal obtenida en estas estaciones corresponde a la del campo N-S, se podría decir que la compresión N-S se produjo con posterioridad al Paleoceno superior, extrapolando esta edad al resto de las estaciones asignadas a este campo de paleoesfuerzos.

Adicionalmente, las evidencias de deformación afectando a la UTS-P1 (Eoceno inferior) observadas en la mina de Golpejas y el hecho de que la geometría de los planos de fractura medidos sea coherente con una compresión N-S, está indicando que el campo de paleoesfuerzos N-S fue activo con posterioridad al Eoceno inferior, lo que aporta una edad de actuación más reciente que la obtenida en las estaciones cinemáticas descritas en este apartado. Basándose en este dato se le podría asignar una edad mínima de actuación, post-Eoceno inferior, para la compresión N-S.

En lo que se refiere a las estaciones de medida y, en particular a las descritas en este apartado, hay que puntualizar que esta edad mínima (post-Eoceno inferior) sería aplicable al movimiento registrado sobre la silicificación, compatible con la compresión N-S, lo que no implica que determinadas estructuras existieran o pudieran haber sido activas previamente. Esto afecta especialmente a las estaciones 49 y 51 donde, al tratarse de la alteración del zócalo hercínico afectada por una silicificación posterior, la fracturación podría haberse producido a favor de fallas o zonas de debilidad previas.

Hay que tener en cuenta que, de haberse producido un movimiento anterior de las estructuras, el proceso de alteración y posterior silicificación habría borrado las evidencias de mismo, especialmente las estrías de deslizamiento.



5.3. DATACIÓN ABSOLUTA DE ARCILLAS DE FALLA MEDIANTE K-AR

El objetivo del análisis geocronológico por K-Ar en las arcillas de falla recolectadas en la zona de estudio es calcular las edades de actividad de algunos de los sistemas de fracturas presentes. La recolección de las muestras a datar se completó con la toma de datos cinemáticos tanto en el entorno de la estructura como elegidas para la zona triturada (sobre la arcilla de falla) para determinar a qué estados de paleoesfuerzo se asocian las estructuras datadas.

Adicionalmente, el disponer de indicadores cinemáticos medidos sobre la arcilla de falla implica que la estructura ha sido activa durante o con posterioridad al desarrollo de misma. El cálculo del tensor de esfuerzos que explica los datos tomados exclusivamente sobre la arcilla permite calcular un tensor para este movimiento. La comparación de este resultado con el obtenido en la estación cinemática, tomada en el entorno de la estructura, y apoyada por el análisis de las orientaciones y cinemática de pares plano/estría, permite relacionar el movimiento de la falla con un determinado tensor y, a su vez, con un campo de paleoesfuerzos.

De este modo, la interpretación conjunta de los resultados obtenidos por ambas vías aporta importante información para determinar la edad de actuación de los diferentes campos de paleoesfuerzos definidos en la zona.

En el capítulo 4 se muestra el esquema de situación de las muestras recolectadas (figura 4.1), así como su aspecto en campo (fotografías 4.8 a 4.15).

5.3.1. METODOLOGÍA

Las técnicas de datación radiométrica han sido utilizadas en numerosas ocasiones en un intento por determinar edades absolutas de deformación (Gilg, 1991; Caballero et ál., 1992; Clauer et ál., 1995; Vrolijk y Pluijm, 1999; Reddy y Graham, 1999; Dohta et ál., 2001; Zwingmann et ál., 2001). En el caso particular de la deformación frágil, durante la fragmentación y la reducción del tamaño de grano que ocurre en la zona de fractura los granos son sometidos a esfuerzo y calentamiento, o pueden sufrir alteración o recristalización hidrotermal. Los minerales recristalizados o neoformados, entre los que los filosilicatos son las especies predominantes, son buenos candidatos para el análisis geocronológico.

Los minerales de la arcilla pueden generarse por alteración de venas hidrotermales de tres formas diferentes: 1) Transformación de silicatos de alta temperatura preexistentes. 2) Transformación de minerales de la arcilla preexistentes. 3) Precipitación directa de fluidos (Meunier, 1995).

El proceso de alteración hidrotermal es una extensión del proceso de meteorización y los productos de la reacción están gobernados por los mismos parámetros: química (relación fluido/roca y composición de la roca), tiempo y temperatura (Velde, 1992). La presencia de determinados minerales es función del tipo de roca y de las características de los fluidos que



reaccionan para formar las arcillas. En nuestro caso, la roca caja son materiales graníticos por lo que los minerales de la arcilla presentes en la zona de alteración serán, muy probablemente, de tipo ílitico. La secuencia de cristalización durante una ilitización progradada es: esmectita→Interestratificado al azar ilita/esmectita (I/S)→ Interestratificado ilita/esmectita ordenado→ilita, $1M_d$ →moscovita, $2M_1$ (Zhao et ál., 1999).

Según esto, la edad mediante K-Ar de los minerales de la arcilla presentes en las harinas de falla (*fault gouges*) representa la edad de la alteración hidrotermal que acompaña el movimiento de la falla (Dohta et ál., 2001).

No obstante, aunque la utilidad del método para la datación de eventos hidrotermales es evidente, en algunos casos los resultados no son inequívocos y esto puede deberse, entre otras causas, a la herencia y mezcla de un componente detrítico con heterogeneidades mineralógicas e isotópicas; o bien a un reequilibrio isotópico incompleto durante un evento posterior de baja temperatura. En estos casos, numerosos estudios confirman que disminuyendo el tamaño de las fracciones minerales se produce una disminución en la edad obtenida mediante K-Ar, por lo que los tamaños de granos inferiores a 0.2 micras (μm) pueden ser considerados representativos de las mayores concentraciones de arcillas autigénicas y menores de arcillas detríticas (Clauer et ál., 1995).

Así, entre los principales problemas que plantea la datación de ilitas hidrotermales (Gilg, 1991) están: 1) la dificultad de encontrar concentrados puros de minerales hidrotermales, ya que las fracciones arcillosas de las zonas de alteración a menudo contienen minerales de la roca caja y 2) una historia compleja de dos o más eventos hidrotermales, o la alteración retrograda de ilitas puede causar modificaciones en el sistema K-Ar.

De todo lo expuesto se deduce que un aspecto fundamental en la datación de eventos hidrotermales es la adecuada composición del material a datar. Durante la separación mineral se debe hacer especial hincapié en evitar la presencia, en las fracciones elegidas para datar, de minerales heredados de la roca caja. Una vez separadas las fracciones es necesario estudiar su composición con objeto de definir la mineralogía y detectar, en su caso, la presencia en una misma fracción, de minerales de la arcilla de dos o más generaciones distintas. De no cumplirse estas dos premisas, las edades obtenidas corresponderán a una edad media entre la edad de la roca y el evento hidrotermal en el primer caso, y entre dos o más eventos hidrotermales o incluso la alteración retrógrada de uno de ellos en el segundo.

La datación mediante el análisis geocronológico K-Ar de los eventos hidrotermales asociados al movimiento de cada una de las fallas estudiadas, conlleva una serie de pasos o tareas parciales que se describen brevemente a continuación (figura 5.4).

El objetivo inicial no era únicamente datar los eventos hidrotermales asociados al movimiento de la falla, sino relacionarlos a través de los indicadores cinemáticos presentes en la arcilla de falla y



su entorno, con un determinado tensor de esfuerzos y, finalmente, con los campos de paleoesfuerzos definidos en la zona. De este modo, se consigue datar, no únicamente el evento hidrotermal, sino la edad mínima de actuación de un determinado campo de paleoesfuerzos. Así, los trabajos se dividen en dos grupos, por un lado los destinados a la definición del tensor de esfuerzos que han sido ampliamente descritos en el capítulo 4, y por otro los destinados a la caracterización de la muestra y su datación.

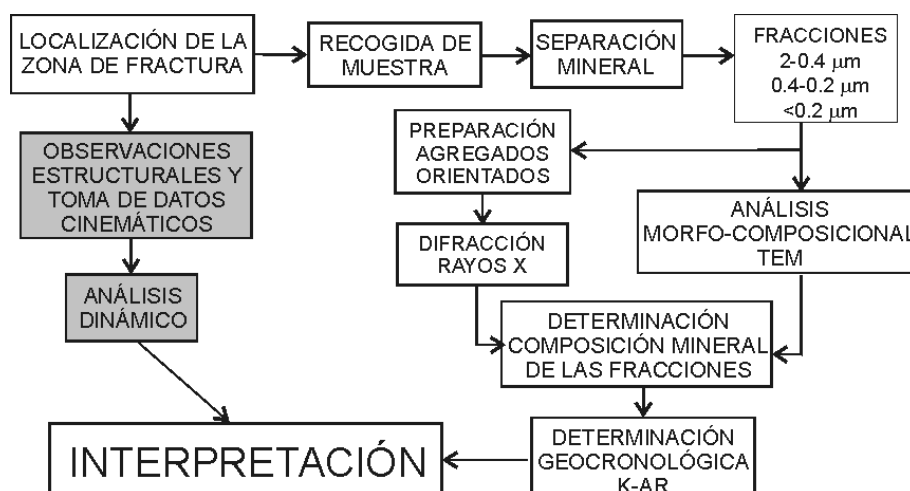


Figura 5.4. Desarrollo de los trabajos para la datación mediante K-Ar.

Una vez localizada la zona de fractura con presencia de arcilla de falla el primer paso es la recogida de la muestra a partir de la cual se separarán los filosilicatos. El segundo paso consiste en la separación de las fracciones menores de $2\mu\text{m}$, en las que se encuentran los minerales de la arcilla (Jiménez Salas y Justo Apañez, 1975). Se separaron tres fracciones: $2-0.4\mu\text{m}$; $0.4-0.2\mu\text{m}$ y $<0.2\mu\text{m}$ y, a partir de ellas se prepararon los agregados orientados para realizar un análisis mediante difracción de rayos X y determinar así la composición mineralógica de las mismas.

Debido a que las cantidades obtenidas en cada una de las fracciones era escasa, se optó por preparar los agregados orientados de las fracciones mayores ($2-0.4\mu\text{m}$) y reservar la muestra de las fracciones inferiores para el análisis isotópico. Así, con objeto de determinar con detalle la mineralogía de las fracciones que se iban a datar, y la posible existencia de minerales de diferentes generaciones, se analizaron todas las fracciones inferiores a $0.2\mu\text{m}$ y dos de las fracciones $0.4-0.2\mu\text{m}$ mediante espectroscopía de dispersión de energías de rayos X, en el microscopio electrónico de transmisión (TEM) y, por último, se procedió a la determinación de la edad por K-Ar.

En la interpretación final, se integraron los resultados obtenidos en el proceso de datación y la información procedente del análisis mesoestructural frágil.

La metodología empleada en cada una de las etapas mencionadas se describe a continuación.



5.3.1.1. PREPARACIÓN DE MUESTRAS

Los minerales asociados a las muestras de arcilla estudiadas son principalmente cuarzo, feldespato, micas, óxidos de hierro y, eventualmente, materia orgánica. La mayoría de ellos pueden separarse de los minerales de arcilla extrayendo las partículas de una fracción suficientemente fina (generalmente las arcillas corresponden a la fracción menor de $2\mu\text{m}$), quedando los minerales no arcillosos en el residuo más grosero.

El proceso de separación mineral, así como la preparación de los agregados orientados, se ha realizado en el laboratorio de separación mineral del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.

▪ **SEPARACIÓN**

Actualmente, para los tamaños de partículas requeridos (inferiores a $2\mu\text{m}$), la separación monomineral de filosilicatos es prácticamente imposible. Por ello, la técnica más comúnmente utilizada es la separación granulométrica, mediante ultracentrifugación y sedimentación gravitacional en agua destilada, basándose en la Ley de Stokes.

Como paso previo, la separación de arcillas a partir de materiales inconsolidados requiere la dispersión natural de la muestra y la eliminación de sales por centrifugación, ya que éstas impiden la correcta dispersión. Una vez eliminadas las sales y obtenida una buena dispersión se procede a la separación de las diferentes fracciones.

El primer paso es separar la fracción arcillosa que se encuentra en los tamaños menores de $2\mu\text{m}$ (Jiménez Salas y De Justo Apaños, 1975). Para ello, se disgrega físicamente la muestra hasta alcanzar un tamaño inferior a 2mm , se deposita en un recipiente y se le añade agua destilada. Posteriormente, se agita mecánicamente durante 8 horas y se deja reposar otras 8 horas. Pasado este tiempo, la fracción que queda en suspensión en los 10 cm superiores de agua corresponde a la fracción menor de $2\mu\text{m}$. Esta fracción es retirada y a partir de ella comienza el proceso de separación de las fracciones inferiores.

Para separar la fracción menor de $0.2\mu\text{m}$ se debe centrifugar, a 4500 rpm durante 10 minutos, la solución obtenida en el proceso anterior, consiguiendo así decantar la fracción mayor de $0.2\mu\text{m}$ y quedando en suspensión la fracción menor de ese tamaño.

Después se retira el agua de los recipientes y se procede a un secado en el horno, obteniendo así la fracción menor de $0.2\mu\text{m}$. El material decantado se vuelve a poner en suspensión en agua destilada y se procede a su centrifugación (5 minutos a 3200 rpm). Esto permite obtener, por decantación, la fracción $2-0.4\mu\text{m}$ y una solución con la fracción $0.2-0.4\mu\text{m}$.



Por último, se separa el agua con la fracción 0.2-0.4 μ m, se retira el material decantado (2-0.4 μ m) y se secan en el horno ambas fracciones por separado.

Mediante el proceso descrito se obtuvieron tres fracciones minerales de cada una de las 4 muestras tratadas (2-0.4 μ m, 0.4-0.2 μ m y < 0.2 μ m).

▪ **CARACTERIZACIÓN MINERAL**

Como paso previo a la datación de las muestras es preciso definir la composición mineralógica de las diferentes fracciones granulométricas separadas. Esto sirve para comprobar la existencia de los minerales que se pretende datar y la ausencia de otros minerales, heredados de la roca madre, que puedan enmascarar los resultados geocronológicos.

En este caso particular, dado que lo que se pretendía datar eran los eventos hidrotermales asociados al movimiento de la falla utilizando el método K-Ar, los minerales que ofrecen posibilidades de datación son los filosilicatos potásicos de tipo ílitico. A su vez, se debía comprobar la ausencia de feldespato potásico, moscovita o biotita que, siendo minerales heredados de la roca original, proporcionarían la edad de enfriamiento del granito o, en el caso de estar mezclados con los minerales de la arcilla más recientes, una edad mixta.

Las técnicas utilizadas para la caracterización mineral de distintas fracciones han sido difracción de rayos X (en la fracción 2-0.4 μ m) y el análisis individual de las partículas mediante espectroscopía de dispersión de energía de rayos X (EDEX), en las fracciones datadas.

▪ **Preparación de agregados orientados y difracción de rayos X**

Durante el proceso de separación mineral, y antes de que finalice el secado de las fracciones separadas, se preparan los agregados orientados para la difracción de rayos X. En el presente caso, debido a la escasez de material obtenido en las fracciones inferiores tras el proceso de separación, únicamente se prepararon agregados orientados de la fracción 2-0.4 μ m. Así, se obtendría una idea inicial de la composición mineral de las fracciones mayores que posteriormente se completaría con análisis adicionales (EDEX) en las fracciones inferiores. De este modo, se preparan tres agregados orientados de cada una de las fracciones seleccionadas:

- El primero, se deja secar en condiciones ambientales (agregado orientado sin tratamiento, AO).
- El segundo se expone a una solución de etilenglicol (agregado orientado solvatado con etilenglicol, EG). Esto permite detectar minerales de la arcilla capaces de incorporar sustancias en su espaciado interlamilar, provocando su hinchamiento, visible por el aumento del espaciado interlamilar que queda reflejado en el difractograma.



- El tercer agregado se calienta a 550° durante 2 horas (agregado orientado tratado térmicamente a 550°, AT). Este tratamiento permite detectar la presencia de minerales que contienen agua en la estructura y son susceptibles de colapsar al perderla a altas temperaturas. Este colapso de la estructura se refleja en un descenso del espaciado interlamilar.

Posteriormente, se analizan mediante difracción de rayos X los tres agregados correspondientes a cada muestra.

En la figura 5.5 se muestran los difractogramas obtenidos en cada uno de los análisis realizados; agregado orientado sin tratamiento (AO), agregado orientado solvatado con etilenglicol (EG) y agregado orientado tratado térmicamente a 550° (AT).

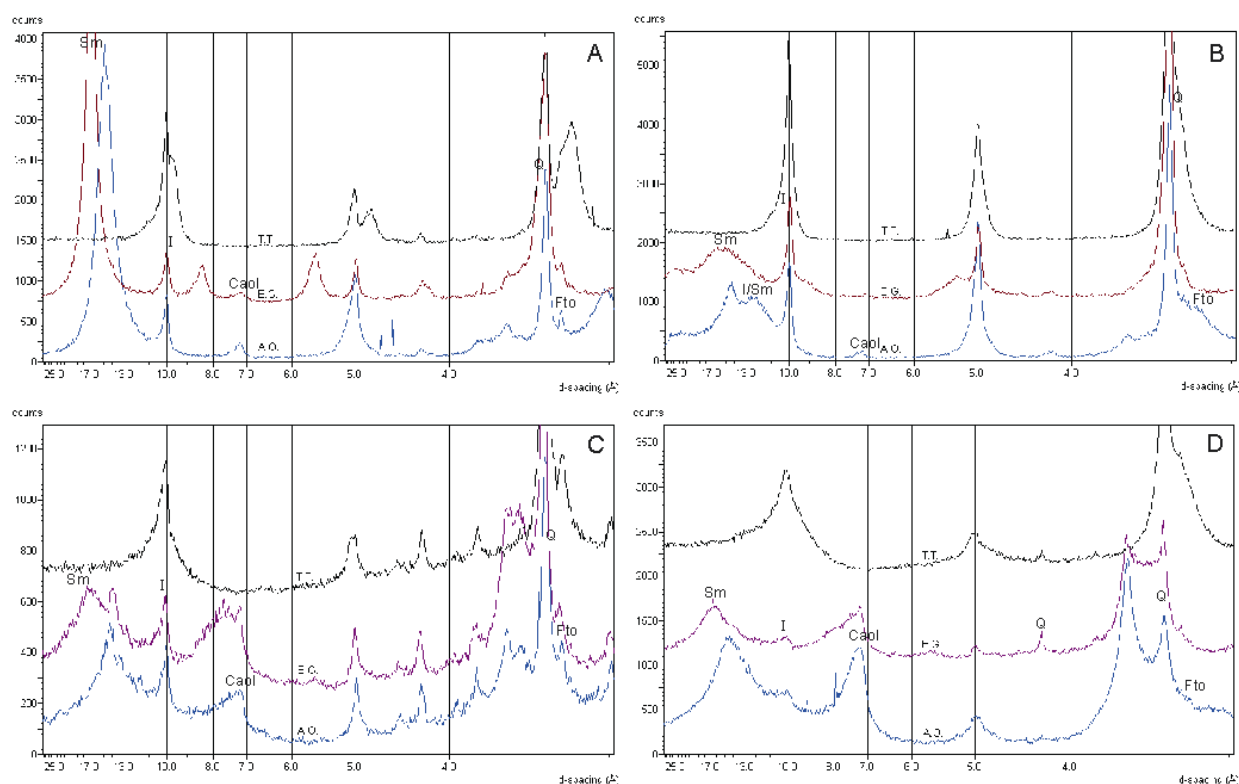


Figura 5.5. Resultados de la difracción de rayos X, para los agregados orientados de la fracción 2-0.4µm. A) Muestra H26-1; B) Muestra H26-2; C) Muestra H31; D) Muestra H35. Sm:esmectita; I/Sm: Interestratificados illita/esmectita; I:illita; Caol: Caolinita; Q: Cuarzo; Fto: Feldespato.

En el difractograma correspondiente a la muestra H26-1 (figura 5.5A) se observa la presencia mayoritaria de esmectita (con un pico de gran intensidad y cristalinidad), illita, caolinita en cantidades muy pequeñas, cuarzo y algo de feldespato. En la muestra H26-2 (figura 5.5B) la illita, bastante cristalina, predomina sobre la esmectita y los interestratificados illita/esmectita (menos cristalinos). La muestra también contiene algo de caolinita, feldespato, y abundante cuarzo. En el caso de H31 (figura 5.5C), se observa la presencia de illita, bastante esmectita (poco cristalina),



interestratificados ilita/esmectita, algo de caolinita, cuarzo y feldespato. Finalmente, H35 (figura 5.5D) contiene poca cantidad de ilita y mucha esmectita, junto con cuarzo y algo de feldespato.

▪ **Identificación de minerales en el microscopio de transmisión.**

El microscopio electrónico de transmisión (TEM) permite observar directamente la morfología de cristales minerales individuales, así como determinar su composición mediante el espectrómetro de dispersión de energías de rayos X incorporado.

La observación se ha llevado a cabo en el Centro “Luis Brú” de Microscopía Electrónica de la UCM, y se ha utilizado un microscopio electrónico de transmisión marca JEOL, modelo 2000FX, con una tensión de aceleración de 200 KV, equipado con un portamuestras de doble inclinación hasta un máximo de $\pm 45^\circ$, con un desplazamiento vertical de 0.5 mm y una resolución entre puntos de 3.1 Å. Este microscopio lleva incorporado un espectrómetro de dispersión de energías de rayos X marca OXFORD, modelo ISIS, con resolución de 136 eV a 5.39 KeV.

En las muestras H26-1 y H26-2 se han estudiado dos fracciones en el microscopio de transmisión (0.4-0.2 μm y $<0.2\mu\text{m}$) con objeto de evaluar posibles diferencias mineralógicas asociadas al tamaño de las partículas, mientras que en las muestras H31 y H35 se han estudiado únicamente las fracciones menores de 0.2 μm .

A excepción de una partícula, que se identificó como una mica, detectada en la fracción $<0.2\mu\text{m}$ de la muestra H26-2, en el resto de las muestras estudiadas en el TEM no se detectó la presencia de minerales potásicos heredados (feldespato potásico, moscovita). Los minerales presentes eran mayoritariamente ilitas y esmectitas y, en algún caso, caolinita.

En la figura 5.6 se muestran los valores medios de los componentes químicos de las partículas de arcilla estudiadas en el TEM. Los datos corresponden al valor medio de entre 8 y 17 partículas analizadas en cada muestra.

De forma general, existe una homogeneidad composicional en todas las muestras. La composición química está dominada por el aluminio (Al^{+3}) con importantes proporciones de Fe^{+3} y K^{+} , seguidos de Mg^{+2} y Ca^{+2} en menor proporción. En tres de los minerales analizados se ha detectado la presencia de Ti en cantidades inferiores al 0.1% por lo que ese elemento se ha omitido en el gráfico.

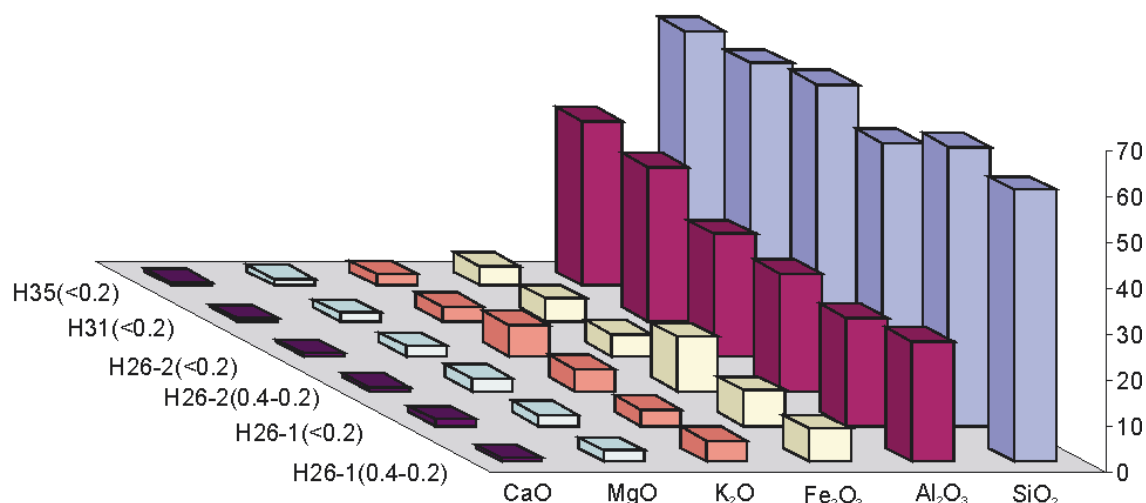


Figura 5.6. Representación gráfica de la composición media de las arcillas analizadas en cada muestra mediante espectroscopía de dispersión de energías de rayos X.

▪ Fórmula estructural

A partir de los análisis químicos obtenidos se calculó la fórmula estructural de cada una de las partículas, suponiendo una estructura T-O-T o 2:1 (22 oxígenos). Dado que las técnicas de detección utilizadas no distinguen entre Fe^{2+} y Fe^{3+} , para los cálculos estructurales se ha considerado todo el hierro como trivalente.

Los análisis realizados se mueven entre dos extremos, uno puramente esmectítico y otro puramente ilítico (figura 5.7). En la tabla 5.1 se muestran las fórmulas estructurales correspondientes a los dos extremos (ilítico (I) y esmectítico (S)) obtenidas en cada una de las muestras estudiadas.

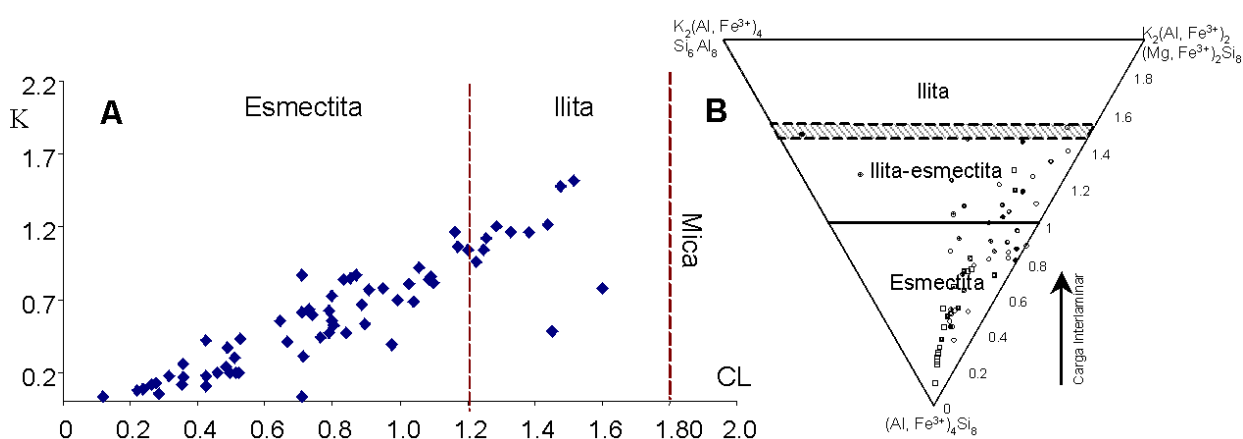


Figura 5.7. Representación de los análisis químicos individuales de las partículas de arcilla. A) Relación del contenido en potasio/carga laminar (gráfico K/CL); B) diagrama de Newman y Brown (1987).

En todos los análisis realizados, la capa tetraédrica (T) contiene fundamentalmente silicio (Si) y, en menor medida, aluminio (Al). Este Al, presente en la capa tetraédrica mediante sustituciones



isomórficas, genera una carga laminar de origen tetraédrico, mayor cuanto más íltica es la partícula.

MUESTRA		TETRAÉDRICOS			OCTAÉDRICOS						INTERLAMINAR			T	O	CL	CI
		Si	Al	Fe	Mg	Al	Fe ³⁺	Ti	Fe ²⁺	Mn	K	Ca	Na				
H26-1 (0.2-0.4μm)	I	6.61	1.39	-	0.50	3.24	0.38	-	-	-	1.51	0.00	-	1.39	0.13	1.51	1.51
	S	7.73	0.27	-	0.53	3.11	0.51	-	-	-	0.12	0.12	-	0.27	0.08	0.35	0.35
H26-1 (<0.2μm)	I	7.12	0.88	-	0.37	2.79	0.78	-	-	-	0.48	0.49	-	0.88	0.57	1.45	1.45
	S	7.66	0.34	-	0.39	2.62	1.05	-	-	-	0.20	0.16	-	0.34	0.18	0.52	0.52
H26-2 (0.2-0.4μm)	I	6.53	1.47	-	0.52	2.73	0.97	-	-	-	1.16	0.08	-	1.47	0.14	1.33	1.33
	S	7.20	0.80	-	0.65	3.39	0.21	-	-	-	0.62	0.05	-	0.80	0.09	0.71	0.71
H26-2 (<0.2μm)	I	7.34	0.66	-	0.61	3.02	0.26	-	-	-	0.77	0.41	-	0.66	0.94	1.6	1.6
	S	7.18	0.82	-	0.60	2.69	1.03	-	-	-	0.43	0.00	-	0.82	0.39	0.43	0.43
H31 (<0.2μm)	I	6.51	1.49	-	0.26	3.59	0.34	-	-	-	1.06	0.06	-	1.49	0.31	1.17	1.17
	S	6.90	1.10	-	0.24	3.49	0.59	-	-	-	0.17	0.10	-	1.10	0.74	0.36	0.36
H35 (<0.2μm)	I	6.26	1.74	-	0.14	3.82	0.24	-	-	-	1.20	0.04	-	1.74	0.45	1.28	1.28
	S	6.30	1.70	-	0.19	4.24	0.16	-	-	-	0.03	0.04	-	1.70	1.58	0.12	0.12

Tabla 5.1. Fórmula estructural correspondiente a los dos extremos, íltico (I) y esmectítico (S), obtenida en cada una de las muestras estudiadas.

Por otro lado, los huecos octaédricos (O) están ocupados fundamentalmente por aluminio (dioctaédrico) y, en menor proporción, por magnesio (Mg) y hierro (Fe). Finalmente, los cationes interlaminares son fundamentalmente potasio (K) y calcio (Ca), en mucha menos cantidad. La carga laminar (CL), así como la carga interminar (CI) debida a la presencia de estos cationes (K y Ca) es mayor en la ilitas que en las esmecticas, siendo el límite entre ellas el valor de carga 1.2.

Para caracterizar la composición de las fracciones analizadas y evaluar las diferencias existentes entre ellas, se han representado los resultados de cada fracción en una serie gráficos donde se relacionan el contenido en determinados cationes y las cargas de las diferentes capas, siendo los más representativos los que relacionan el contenido en potasio con la carga laminar (figura 5.8), y en el diagrama de Newman y Brown (1987) (figura 5.9).

En la figura 5.8 se observa una tendencia, común a todas las muestras, de aumento en el contenido en potasio con la carga laminar. En algunos casos la dispersión de los análisis es importante, como en el caso de la muestra H26-1 (0.4-0.2μm), lo que podría interpretarse como un enriquecimiento progresivo en K o como presencia de minerales de dos generaciones en una misma muestra.

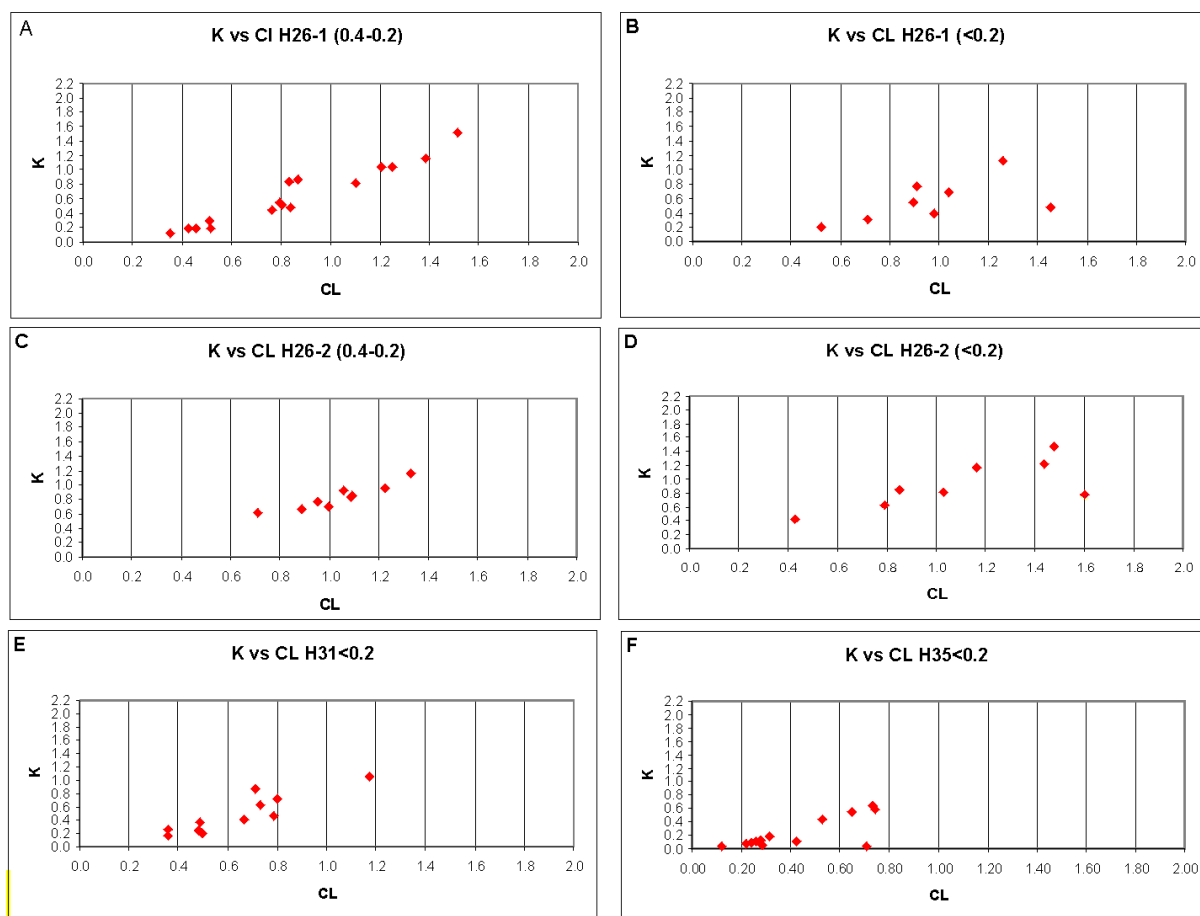


Figura 5.8. Relación del contenido en potasio (K) y la carga laminar (CL) para cada una de las muestras estudiadas

En los diagramas A y B, correspondientes a las fracciones 0.4-0.2 μm y <0.2 μm de la muestra H26-1, se puede observar como, en el caso de la fracción mayor, los análisis muestran una marcada tendencia, aumentando el contenido en potasio al tiempo que la carga laminar (figura 5.8). Así, los cristales analizados corresponden a esmectitas, interestratificados ilita-esmectita y, en algún caso, a ilitas. En la fracción <0.2 μm la dispersión de los análisis y el contenido en potasio son menores (figura 5.8B). Los cristales analizados corresponden a esmectita y, en algún caso a interestratificados ilita-esmectita (figura 5.9B).

En el caso de la muestra H26-2 (diagramas C y D de las figuras 5.8 y 5.9), es en la fracción mayor donde los análisis muestran una menor dispersión con cargas laminares entre 0.6 y 1.4 correspondientes a esmectitas e interestratificados ilita-esmectita (figura 5.9C); mientras que la fracción <0.2 μm muestra una mayor dispersión en la composición de las partículas (figura 5.8D). No obstante, en este último caso se detectó la presencia una partícula de mica durante los análisis, por lo que cabe la posibilidad de que la fracción esté contaminada con minerales heredados de la roca madre. La composición de esta fracción va desde esmectitas con carga laminar de 0.4 hasta el ilitas con cargas de 1.6 (figura 5.9D).

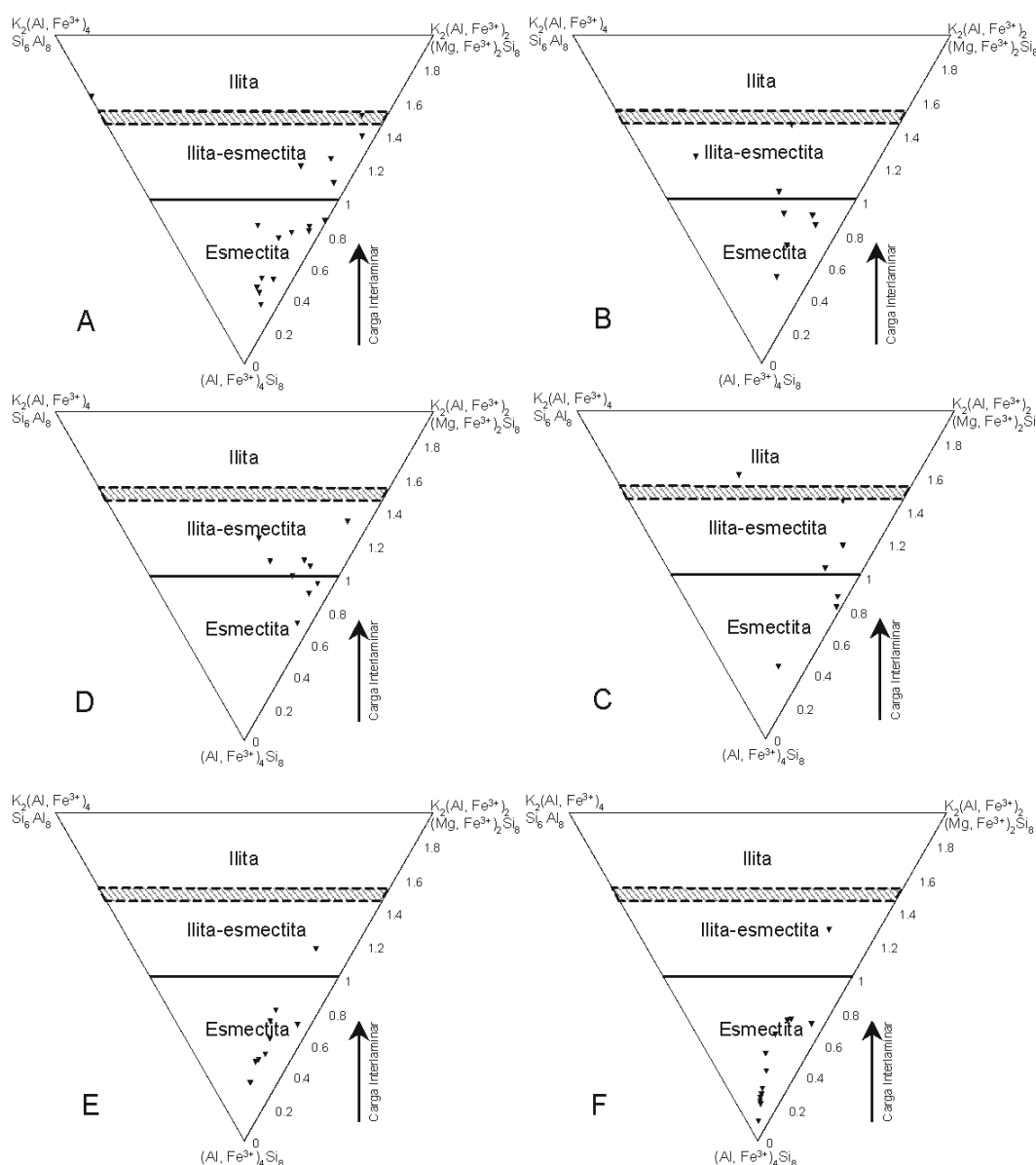


Figura 5.9. Representación de los análisis químicos puntuales correspondientes a cada una de las muestras estudiadas en el diagrama de Newman y Brown (1987). A) H26-1 (0.4-0.2 μ m); B) H26-1 (<0.2 μ m); C) H26-2 (0.4-0.2 μ m); D) H31 (<0.2 μ m); E) H35 (<0.2 μ m).

En las muestras H31 y H35 sólo se estudiaron las fracciones inferiores a 0.2 μ m (diagramas E y F, figuras 5.8 y 5.9). En el caso de H31, la dispersión es pequeña; todos los análisis corresponden a esmetitas, excepto uno que se sitúa en el campo de los interestratificados illita-esmectita (figura 5.9E). En H35, la dispersión también es pequeña, si exceptuamos un análisis con carga laminar mayor de 1.2, que queda aislado de la población principal (figura 5.8F). El resto de los análisis presenta contenidos bajos en potasio y cargas laminares inferiores a 0.8 lo que las sitúa en el campo de las esmectitas y, en algún, caso en el de las pirofilitas (figura 5.9F).

Pese a que los análisis de difracción de rayos X muestran la presencia de algo de feldespato en las fracciones 2-0.4 μ m; tras el análisis de las fracciones inferiores en el TEM, a excepción de una



partícula de mica detectada en la fracción $<0.2\mu\text{m}$ de H26-2, no se ha detectado la presencia de minerales de heredados de la roca caja en el resto de las muestras analizadas.

De forma general, las fracciones $0.4-0.2\mu\text{m}$ y $<0.2\mu\text{m}$ analizadas, esmectita, interestratificados ilita-esmectita y en menor proporción ilita.

5.3.1.2. DETERMINACIÓN GEOCRONOLÓGICA

La desintegración radioactiva constituye un reloj natural para medir la edad absoluta de determinados minerales. El método de datación K-Ar se basa en la desintegración natural del ^{40}K y su transformación espontánea a ^{40}Ar , acompañada por la emisión de partículas β . La edad absoluta está directamente ligada a la cantidad de átomos hijo de ^{40}Ar (D) frente a los átomos padre de ^{40}K (N) en un momento t, y viene definida por una ecuación en la que la constante desintegración λ juega un papel fundamental.

$$t = 1/\lambda \ln(1 + D/N) \quad [5.1]$$

La ecuación [5.1] tiene un significado pleno en materiales geológicos siempre que éstos hayan actuado como un sistema cerrado desde su formación, tanto para los isótopos radioactivos como para los radiogénicos. En el caso del método K-Ar este requisito es especialmente importante debido a que el Ar es un gas noble que no está incluido en la red cristalina mediante enlaces, por lo que los minerales son especialmente susceptibles a la pérdida de Ar cuando la temperatura aumenta.

El proceso analítico que conduce a la datación ha sido realizado por “*Mass. Spec. Services Potassium-Argon Laboratory*”. Las características principales del procedimiento analítico seguido se describen a continuación.

La determinación del K se realiza por duplicado, procesos independientes de pesaje, descomposición, disolución, dilución y análisis por espectrometría de emisión de llama, utilizando un patrón interno de litio. Los análisis se han llevado a cabo en un fotómetro de llama modelo 143 (*Model 143 Flame Photometer*). La precisión analítica obtenida es mayor del $\pm 2\%$.

El análisis del Ar radiogénico también se realiza por duplicado en secuencias independientes de pesaje, fusión y análisis por espectrometría de masas. Para su determinación se ha utilizado un espectrómetro de masas modelo Kratos MS-10S. Como estándares de referencia en la calibración del “ ^{38}Ar Spike” se han utilizado: a) Biotita Bern 4B, considerando un valor de $^{40}\text{Ar}_{\text{rag}}$ de $0.5354 \cdot 10^{-5}$ scc/gm (Flish, 1982); b) Biotita Mica-Fe, utilizando un valor de $^{40}\text{Ar}^*$ de $9.823 \cdot 10^{-5}$ scc/gm y Flogopita Mica-Mg, utilizando un valor de $^{40}\text{Ar}_{\text{rag}}$ de $19.57 \cdot 10^{-5}$ scc/gm (Govindaraju, 1979). Las constantes de desintegración utilizadas en los cálculos son las recomendadas por la Subcomisión de Geocronología (Steiger y Jäger, 1977).



La exactitud referida a los patrones está dentro del 2% para el K y del 5% para el Ar.

Finalmente, el cálculo de la edad de las muestras se realizó a partir de la ecuación estándar de la edad K-Ar de Dalrymple y Lanphere (1969) con un error mínimo estimado del $\pm 5\%$.

Donde:

t = edad en años

^{40}Ar y ^{40}K en términos moleculares

Constantes utilizadas:

$\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1}$

$\lambda_\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1}$

$$t = \frac{1}{I_e + I_b} \log_e \left[\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{rag}}}{^{40}\text{K}} \left(\frac{I_e + I_b}{I_e} \right) + 1 \right] \quad [5.2]$$

Los resultados analíticos se muestran en la tabla 5.2.

Muestra	Tamaño de la fracción	Edad isotópica (Ma)	$\text{Ar}_{\text{rag}}^{40}$ (scc/g*10 ⁵)	% $\text{Ar}_{\text{rag}}^{40}$	% K
H26-1	0.4-0.2 μm	185 \pm 9	1.85	72.3	2.42
H26-1	< 0.2 μm	120 \pm 6	0.951	54.0	1.93
H26-2	0.4-0.2 μm	162 \pm 8	3.14	93.8	4.74
H31	< 0.2 μm	210 \pm 11	1.65	88.1	1.95
H35	< 0.2 μm	86.9 \pm 4.3	0.40	68.4	1.21

Tabla 5.2. Resultados analíticos obtenidos mediante la datación geocronológica K-Ar.

5.3.2. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Como se ha mencionado previamente, el objetivo principal de la aplicación de la geocronología absoluta K-Ar era datar los periodos de actividad de los campos de paleoesfuerzos definidos en este trabajo (capítulo 4); cuyas orientaciones de máxima compresión horizontal se sitúan N-S, NE-SO y E-O. Así, cada una de las muestras datadas corresponde a una estación de toma de datos cinemáticos en la que se ha definido un tensor de esfuerzos que a su vez está asociado a uno de esos tres campos de paleoesfuerzos. Adicionalmente se han medido estrías de movimiento sobre la propia arcilla de falla lo que implica que la actividad del tensor al que se asocian es coetánea con la alteración hidrotermal, si asumimos que ésta va asociada al movimiento de la falla (Dohta et ál., 2001), o posterior a ella.

En lo que se refiere a la roca caja, las muestras analizadas se sitúan en el macizo granítico de Sayago-Salamanca (figura 2.8) que ha sido datado por García Garzón y Locutura (1981) por el método Rb-Sr, obteniendo edades de $300 \pm 8 \text{ Ma}$, lo que confirma que las edades resultado de este trabajo no corresponden a la edad de cristalización del granito sino a eventos posteriores a su enfriamiento.



Las edades isotópicas obtenidas en las cinco fracciones analizadas varían entre 210 ± 11 y 86.9 ± 4.3 Ma. El significado de cada una de ellas se va a discutir en función de la información disponible sobre el material datado y la dinámica de la falla donde se han tomado las muestras (figura 5.10).

La interpretación de las edades obtenidas en las muestras H26-1 y H26-2 es compleja ya que, considerando la fracción más fina como la representativa del último proceso de formación mineral, el significado de las fracciones mayores de ambas muestras no está claro.

En el caso de la muestra H26-1, se enviaron dos fracciones al laboratorio y los resultados del análisis isotópico indican edades muy distintas en cada una de ellas, 185 ± 9 Ma en la fracción $0.4-0.2\mu\text{m}$ y 120 ± 6 Ma en la fracción $<0.2\mu\text{m}$. De la muestra H26-2 se envió únicamente la fracción $0.4-0.2\mu\text{m}$ que proporcionó una edad de 162 ± 8 Ma.

Si lo que se pretende es datar el último evento hidrotermal, éste estará mejor representado en la fracción más fina, ya que las fracciones mayores tienen más posibilidades de contener minerales heredados de la roca caja o minerales de la arcilla formados en eventos hidrotermales previos.

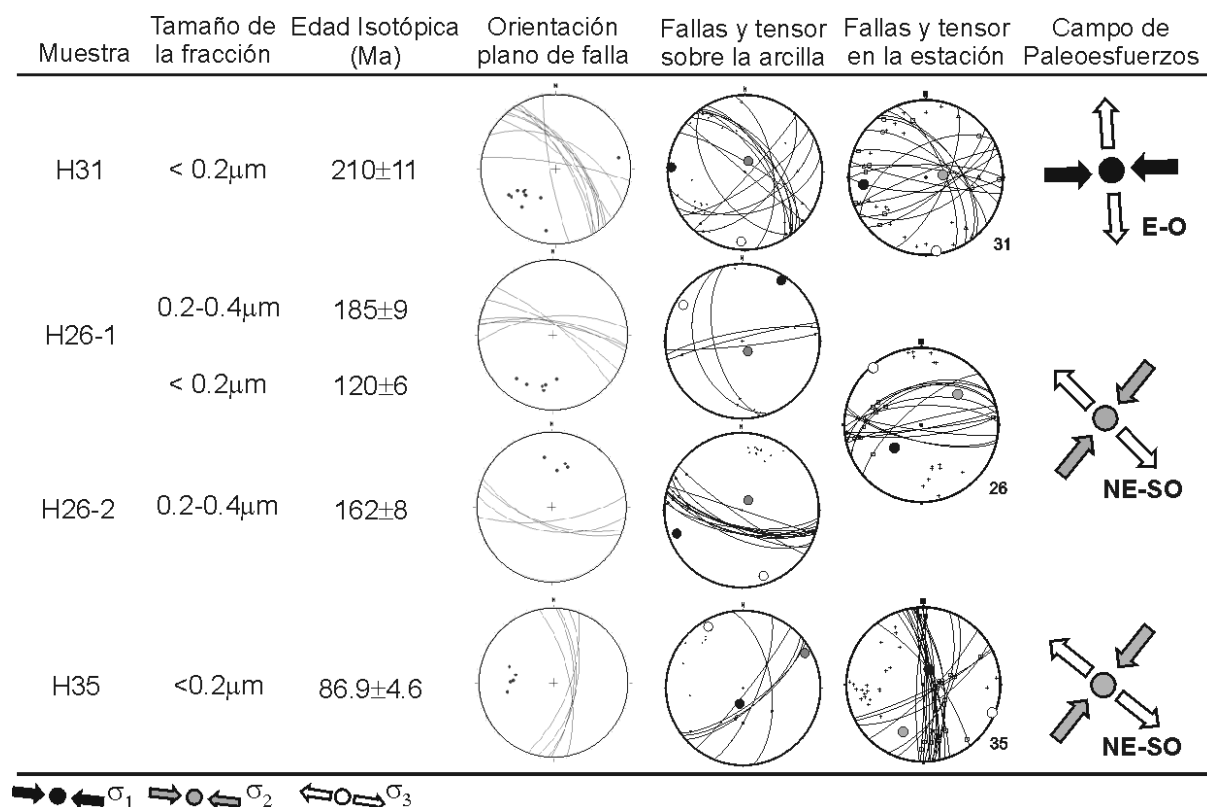


Figura 5.10. Resultados obtenidos mediante la datación, cinemática y dinámica de la estructura donde se tomaron las muestras y campo de paleoesfuerzos con el que se relaciona.

Los análisis químicos realizados en la fracción $0.4-0.2\mu\text{m}$ de H26-1 no indican la presencia de minerales heredados de la roca caja que puedan haber influido en la datación. Sin embargo, la dispersión en la composición de las partículas es bastante grande, conteniendo desde esmectitas



con cargas laminares de 0.4 hasta ilitas con cargas de 1.8. Esto podría indicar la presencia de minerales de la arcilla derivados de una historia compleja con dos o más eventos hidrotermales, en cuyo caso la edad obtenida correspondería a una edad mixta sin un significado geológico claro.

En la fracción 0.4-0.2 μ m de H26-2, tampoco se ha puesto de manifiesto la presencia de minerales heredados de la roca caja pero, en este caso, la dispersión en la composición de las muestras es mucho menor, por lo que no se dispone de elementos para pensar en la existencia de minerales de dos generaciones. No obstante, se detectó la presencia de un cristal de mica durante el estudio de la fracción <0.2 μ m en el TEM, lo que no permite descartar que pudiera existir también contaminación en la fracción intermedia 0.4-0.2 μ m, por lo que es probable que la edad obtenida corresponda a una edad mixta.

En lo que a la cinemática se refiere, las muestras correspondientes a H26-1 y H26-2 se encuentran a menos de 20 m de distancia y ambas pertenecen a la estación 26 donde el tensor obtenido se asocia al campo de paleoesfuerzos NE-SO (figura 5.10).

Dado que los datos cinemáticos tomados en la estación 26 corresponden a un único campo de paleoesfuerzos que se ha registrado además sobre la arcilla de falla datada, es de esperar que el movimiento de la falla haya sido sincrónico o, en todo caso, posterior a la alteración hidrotermal. Numerosos autores (Hunziker et ál., 1986; Clauer et ál., 1995; Clauer y Chaudhuri, 1999; Vrolijk y Pluijm, 1999; entre otros) coinciden en que los minerales de la arcilla autigénicos se concentran en las fracciones más finas, por lo que son éstas las más adecuadas para ser datadas si se quiere registrar el último evento hidrotermal. Asumiendo esto, la edad de la fracción <0.2 μ m es la que representa los procesos de neoformación mineral y es la que está indicando la edad del último evento termo-deformacional asociado a la falla, relacionado con el campo de paleoesfuerzos NE-SO, en 120 ± 6 Ma.

En lo que a las edades obtenidas en las fracciones mayores (0.4-0.2 μ m) se refiere, si se descarta la contaminación, especialmente en el caso de H26-1, donde no se tienen evidencias de contaminación de la muestra con minerales heredados de la roca caja, podrían representar bien un evento hidrotermal previo que no ha quedado reflejado cinemáticamente, bien una edad intermedia (mixta) entre un evento más antiguo y el más reciente registrado en esa estación (120 ± 6 Ma).

Según Vrolijk y Pluijm (1999), los tres procesos que pueden modificar la edad aparente de las arcillas en una falla son: 1) Pérdidas de Ar por difusión durante el proceso de fracturación causando el *resetting*, total o parcial, del reloj K-Ar. 2) Crecimiento de nuevas arcillas que “diluyan” la edad del material preexistente. 3) Disolución de las arcillas preexistentes y crecimiento de nuevos cristales durante la fracturación, causando una edad media que irá siendo más reciente con el progreso de la reacción.



El asumir la existencia de una edad mixta entre un evento anterior y el más reciente registrado, implica que la estructura fue activa con anterioridad. En el caso de las estructuras medidas en la estación 26 (H26-1 y 2), hay que tener en cuenta que, aunque la cinemática de las fallas registradas en campo es compatible con un tensor NE-SO, la geometría y orientación de las estructuras no es indicativa de un proceso de neoformación, sino de una reactivación de estructuras previas. Esto resulta coherente con el hecho de haber obtenido edades de 185 ± 9 Ma, en H26-1, y de 162 ± 8 Ma, en H26-2 (figura 5.10).

En las muestras H31 y H35 se dataron únicamente las fracciones menores de $0.2\mu\text{m}$, y las edades obtenidas son 210 ± 11 y 86.9 ± 4.3 Ma, respectivamente.

Los análisis químicos puntuales de ambas muestras indican que se trata, en su mayoría, de esmectitas con cargas laminares inferiores a 1.

En uno de sus trabajos en el NO de Marruecos, Clauer et ál. (1995) documentan una concentración de esmectita en las fracciones inferiores, observando una disminución de las edades K-Ar asociadas al contenido en esmectita. Esta observación no es generalizada en su zona de estudio y muestra que un evento hidrotermal, postulado previamente por otro autor en la parte sur del perfil estudiado, genera esmectita. Basándose en ello, Clauer et ál. (1995) interpretan que esa actividad hidrotermal fue probablemente menos intensa que la responsable de la formación de la illita y la clorita presente en las fracciones mayores de sus muestras.

Meunier (1995) afirma que pulsos hidrotermales cortos favorecen la formación de arcillas expansivas de baja carga (esmectitas), mientras que las especies no expansivas cristalizan en sistemas en los que los fluidos circulan durante periodos más largos.

Según esto, las características composicionales de las fracciones $<0.2\mu\text{m}$ de H31 y H35 podrían indicar una alteración hidrotermal de bajo grado, donde las condiciones de presión y temperatura no han sido muy elevadas.

En cuanto a la relación con los campos de paleoesfuerzos, H31 se encuentra en la estación cinemática 31 en la que se ha definido un único tensor asociado al campo de paleoesfuerzos E-O. Los indicadores cinemáticos medidos sobre la arcilla son coherentes con este tensor (figura 5.10). Por ello, la actividad del campo de paleoesfuerzos E-O se asocia a la edad obtenida en la fracción $<0.2\mu\text{m}$ de H31, 210 ± 11 Ma.

H35 corresponde a la estación cinemática 35 donde se han obtenido dos soluciones tensoriales asociadas a los campos de paleoesfuerzos E-O y NE-SO. El análisis de los indicadores cinemáticos medidos sobre la arcilla de falla los asocia al campo de paleoesfuerzos NE-SO. Por lo que la edad de 86.9 ± 4.3 Ma, correspondiente a la fracción $<0.2\mu\text{m}$ de H35, se asocia a la actividad del campo de paleoesfuerzos NE-SO (figura 5.10).



De este modo, la interpretación propuesta es la siguiente: la edad más antigua 210 ± 11 Ma (Triásico superior), registrada en la estación 31, se relaciona con la actividad del campo de paleoesfuerzos E-O; mientras que las edades de 120 ± 6 Ma (Cretácico inferior, Valanginiense-Barremiense) y 86.9 ± 4.3 Ma (Cretácico superior, Turoniense-Campaniense), obtenidas en las estaciones 26 y 35, respectivamente, se relacionan con la actividad del campo de paleoesfuerzos NE-SO.

En cuanto a las edades obtenidas en las fracciones 0.4-0.2 μ m (185 ± 9 Ma, en H26-1, y de 162 ± 8 Ma, en H26-2) tanto si se interpretan como eventos previos o como edades mixtas, estarían indicando que las estructuras medidas en la estación 26 existían durante o con anterioridad al Jurásico inferior-medio; lo que, teniendo en cuenta su geometría y orientación, hace pensar que fueron activas bajo el campo de paleoesfuerzos E-O, aunque no se tienen evidencias cinemáticas que avalen esta hipótesis.



5.4. CONCLUSIONES

Tras la dificultad inicial para asignar un orden y edad de actuación a los tres campos de paleoesfuerzos definidos en la zona, la integración de diferentes tipos de datos y fuentes de información ha permitido proponer una ordenación temporal de los campos de paleoesfuerzos y asignarles una edad mínima de actuación.

En lo que se refiere al campo de paleoesfuerzos N-S, era el único donde se disponía de estaciones cinemáticas tomadas sobre materiales cenozoicos. En todos los casos las estrías se midieron sobre materiales con evidencias de haber sido afectados por la silicificación fini-paleocena, situada a techo de la UTS-MC de Santisteban et ál. (1991). A esta unidad se le asigna una edad Paleoceno y, adicionalmente, existe una datación mediante K-Ar que aporta una edad de 58 Ma para el proceso de silicificación a techo de la unidad (Blanco et ál., 1982). El hecho de que en todas las estaciones parte de las estrías se encontraban sobre la silicificación, permite asignar al campo de paleoesfuerzos N-S una edad mínima de actuación Paleoceno superior-Eoceno.

Adicionalmente, la Falla de Golpejas que afecta a la UTS-P1, de edad Eoceno inferior, y cuya cinemática es compatible con una compresión N-S, aporta una edad de actuación más reciente. De este modo, se podría afirmar que el campo de paleoesfuerzos N-S era activo durante o con posterioridad al Eoceno medio.

Para la estimación de la edad de actuación de los campos de paleoesfuerzos NE-SO y E-O se ha recurrido a la datación absoluta, mediante K-Ar de minerales de la arcilla correspondientes a varias estructuras de tipo *fault gouge*. La integración de los datos isotópicos obtenidos y los resultados del análisis dinámico realizado en el entono y sobre la propia estructura, han permitido relacionar las edades obtenidas con los campos de paleoesfuerzos.

De este modo, para el campo de paleoesfuerzos NE-SO se han obtenido dos edades 120 ± 6 Ma (Valanginiense-Barremiense) y 86.9 ± 4.3 Ma (Turonense-Campaniense); mientras que la edad más antigua obtenida, 210 ± 11 Ma (Triásico superior), se relaciona con el campo de paleoesfuerzos E-O.

Esta información indica que el campo de paleoesfuerzos más antiguo es el E-O y que era activo durante el Triásico superior. En cuanto al campo de paleoesfuerzos NE-SO, las edades obtenidas hasta el momento permite asociar su actividad al Cretácico.



ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN RECIENTE

CAPÍTULO 6

6.1. INTRODUCCIÓN

Hasta el momento se han definido tres campos de paleoesfuerzos, que explicarían la mayor parte de la deformación frágil presente en el área de estudio y las herramientas de datación aplicadas en el capítulo anterior han permitido detectar actividad tectónica relacionada con los tres eventos propuestos desde el Triásico hasta el Paleógeno.

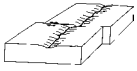
Sin embargo, la escasez o ausencia, en algunas áreas, de formaciones geológicas de edad cenozoica que puedan servir de referencia para el estudio de movimientos tectónicos, no ha facilitado la caracterización de la fracturación y reactivaciones más recientes. En este sentido, el análisis de la geomorfología regional junto con las características sedimentológicas de los depósitos preservados y la comparación con la evolución geológica de otras regiones del Macizo Hespérico pueden ayudar a determinar la existencia de actividad tectónica reciente y sus características.

En este capítulo se ha recurrido a la recopilación y análisis , desde un punto de vista morfoestructural, de estudios geomorfológicos y sedimentológicos previos, como elemento de apoyo a la interpretación de la tectónica reciente y la evolución del relieve en el área de estudio.

El análisis de la geomorfología y estudios estratigráficos realizados por otros autores en los bordes de la Cuenca del Duero y Fosa de Ciudad Rodrigo, ponen de manifiesto la existencia de deformaciones paleógenas que confirman y completan los resultados obtenidos previamente.

A partir de los mapas geológicos, geomorfológicos y de fracturación, se han identificado las fracturas que afectan o controlan la disposición de los materiales de edad Mesozoico terminal-Cenozoico. Un análisis posterior de estas estructuras permitirá aportar información sobre la actividad neotectónica del área.

En lo que respecta a la red de drenaje, su distribución y geometría muestra una importante adecuación a la red de fracturación. Superponiendo la cartografía estructural a la red fluvial se



han analizado las características de los tramos coincidentes, extrayendo conclusiones sobre como la red de fracturación condiciona la disposición de la red de drenaje.

Por último, la existencia de actividad sísmica en la zona es un indicativo de actividad tectónica actual. Por ello se ha realizado una recopilación de la sismicidad instrumental en el área de estudio y su entorno próximo, analizando las características de la misma.



6.2. GEOMORFOLOGÍA

Simultáneamente a la elaboración de la cartografía MAGNA, Enresa (1995) realizó un análisis geomorfológico del área de estudio con enfoque estructural, integrando en el modelo de evolución geomorfológica los trabajos de estratigrafía y sedimentología del Terciario realizados para las hojas MAGNA de este sector. El carácter predominantemente estructural de esta cartografía geomorfológica ha hecho que sea la utilizada en el presente trabajo como apoyo a la interpretación de la tectónica reciente y la análisis de la evolución del relieve en el área de estudio. En este sentido, se ha puesto especial interés en las formas estructurales y poligénicas, que son las que representan la problemática estructural y evolutiva, respectivamente, de la región. De igual modo, las formas fluviales también alcanzan una importancia apreciable por ser las responsables del modelado predominante en la región.

6.2.1. ENCUADRE GEOMORFOLÓGICO Y FISIOGRÁFICO

Geomorfológicamente, el área de estudio se encuadra en la llanura Salamantino-Zamorana, el zócalo hercínico peneplanizado que se extiende al oeste de la Cuenca del Duero (figura 6.1). En esta zona, el arrasamiento del edificio orogénico hercínico concluye con la creación de una gran morfoestructura peneplanizada de edad mesozoica a paleógena. Esta superficie compleja, que puede resultar de la superposición de varias superficies de distinta edad, es la *Penillanura Fundamental de la Meseta* (Solé Sabarís, 1952). Con posterioridad, la Orogenia Alpina trajo consigo el levantamiento de la morfoestructura, su desmembramiento en bloques levantados y hundidos y el comienzo del rejuvenecimiento del relieve.

En el borde actual de la Cuenca del Duero todavía quedan restos de la alterita mesozoica fosilizada por las Areniscas Silíceas o bien por la silicificación paleocena que representan la *superficie fundamental* de aquel momento.

La ausencia en gran parte del área de depósitos mesozoicos, y de buena parte del Paleógeno, implica que estuvo sometida a un proceso continuado de erosión durante este lapso de tiempo y que constituía un área fuente de materiales que eran transportados hacia el este, hacia la Cuenca del Duero.

Posteriormente, en las áreas fuente para los sedimentos del Paleógeno que fueron rellenando la cuenca, las alteritas mesozoicas fueron totalmente desmanteladas y la *superficie fundamental* fue retrabajada aunque con escasas tasas de erosión, salvo en aquellos bloques que podrían haber experimentado cierto levantamiento de origen tectónico (Enresa, 1995). Así se configuró el nivel que se ha designado como *superficie superior* degradada (S_1) (figura 6.1) y que equivaldría a la *Penillanura Fundamental de la Meseta* de Solé Sabarís (1952) y a la *Superficie Fundamental* de Martín Serrano (1988) (figura 6.2).

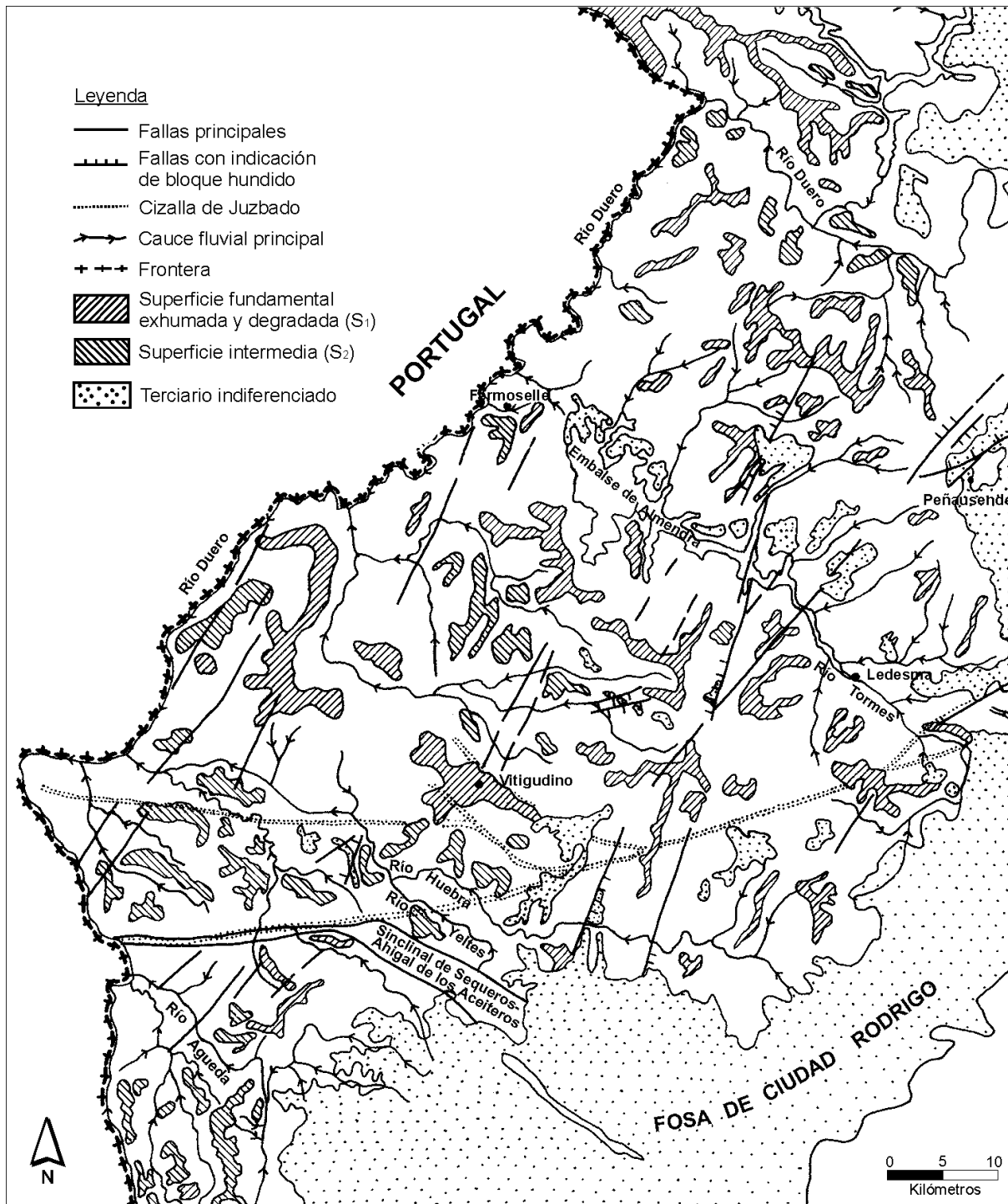
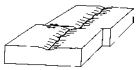


Figura 6.1. Esquema morfoestructural del área de estudio (modificado de Enresa, 1995)

Según Martín Serrano (1988, 1994), durante el Mesozoico el Macizo Hespérico sufrió un ciclo de erosión que produjo un arrasamiento del paisaje (*superficie inicial*), sobre la que, a finales del Mesozoico, se desarrolló un *manto de alteración fundamental* del que sobresalían los relieves más resistentes. Las distintas resistencias a la alteración de las diferentes litologías del sustrato, hicieron que el frente de alteración tuviera un perfil irregular y, al erosionarse, el manto de



alteración quedó expuesto como una superficie con relieves diferenciales, *superficie fundamental* (figura 6.2).

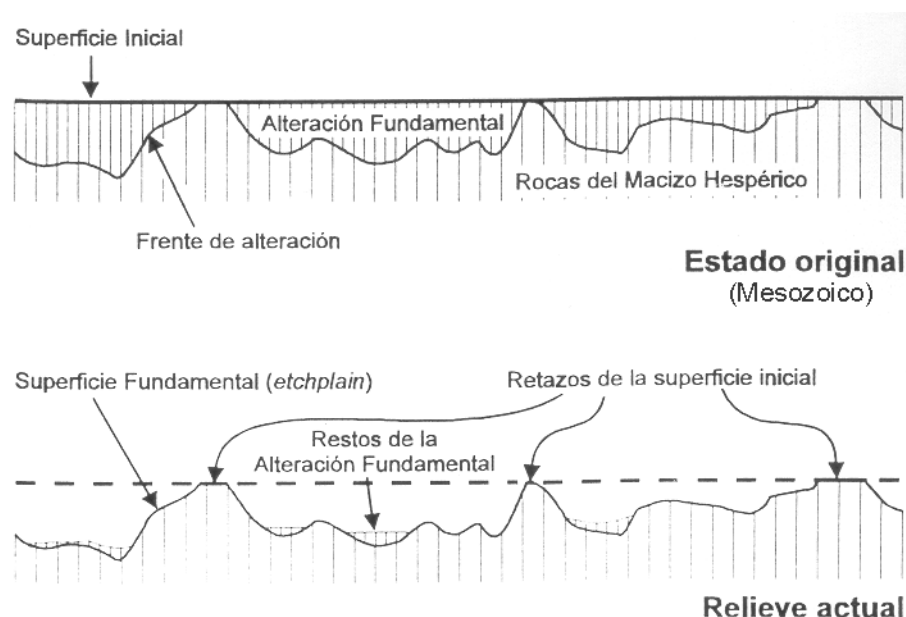


Figura 6.2. Relaciones entre la *superficie inicial*, el *manto de alteración fundamental* y la *superficie fundamental* (modificado de Martín Serrano, 1988; en Santisteban, 1998)

A partir de este momento (Oligoceno) el número de unidades geomorfológicas y su posición relativa presentan importantes variaciones a escala regional. Hacia el N del área de estudio (norte de Zamora y León) la evolución neógena continuó con un progresivo relleno con carácter expansivo (Martín Serrano, 1988), mientras que en el sur de Zamora y Salamanca comenzó un leve encajamiento, o al menos el drenaje, de una primitiva red con salida hacia el Atlántico.

Fruto de este primer drenaje hacia el Atlántico son los depósitos y sedimentos del Oligoceno y Mioceno inferior, que se apoyan sobre la *superficie superior* (S_1), con un espesor casi siempre inferior a la veintena de metros. El techo de estos sedimentos, que presentan morfología de glacis, se ha designado como *superficie en depósitos culminantes* (S'_1) (figura 6.3).

Este encajamiento, aunque con tasas de erosión muy bajas, prosiguió a lo largo del Mioceno, formándose nuevos aplanamientos, englobados bajo el término de *superficie inferior* (S_3), que casi siempre enlazan gradualmente con la *superficie superior* (S_1). En algunos casos entre las dos unidades ya mencionadas (S_1 y S'_1) y estos aplanamientos se configura un escalón topográfico con un desnivel de 20 a 40 m.

Este segundo nivel de erosión se ha denominado *superficie intermedia* (S_2), o rampas de encajamiento (Enresa, 1995) y se distribuye principalmente entorno a los cauces fluviales principales y especialmente hacia el sector fronterizo por donde discurre el río Duero y sus tributarios de menor rango (figura 6.1 y 6.3).

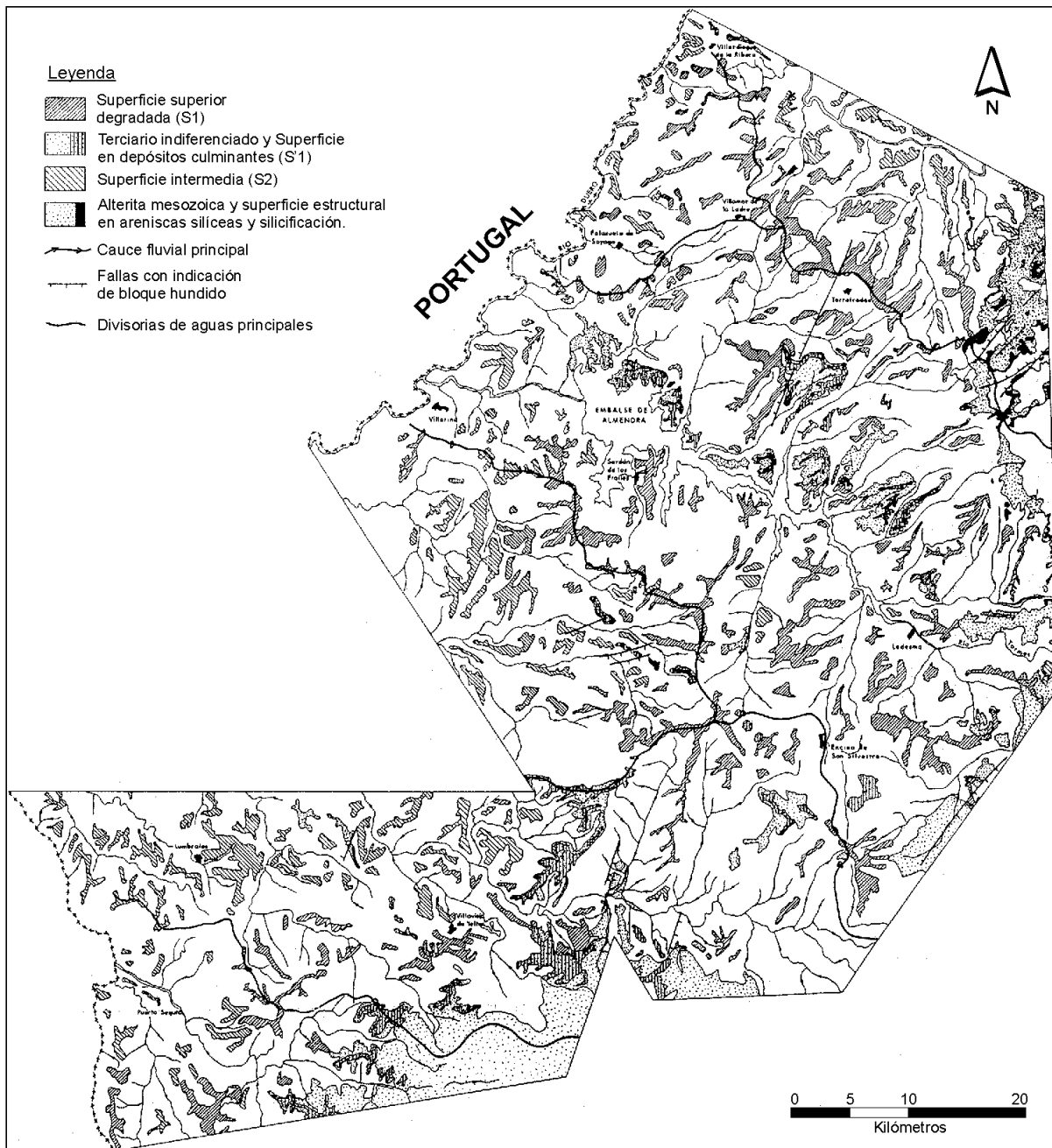


Figura 6.3. Síntesis geomorfológica del área de estudio (modificado Enresa, 1995)

También es interesante observar cómo las divisorias de agua principales que delimitan las cuencas de los ríos se ajustan con bastante precisión a restos de la *superficie superior* (S₁) y sólo en el sector fronterizo descenden sobre la *superficie intermedia* (S₂) (figura 6.3).

Resumiendo, en el área de estudio se han diferenciado las siguientes unidades geomorfológicas con significado e implicaciones regionales: alteritas mesozoicas, silicificaciones paleocenas (descritas en el capítulo 2), *superficie superior* (S₁), *superficie en depósitos culminantes* (S'₁) *superficie intermedia o rampas de encajamiento* (S₂) y *superficie inferior* (S₃) (figura 6.3).



6.2.2. FORMAS POLIGÉNICAS

Son las formas más representativas de la evolución geomorfológica del área y en este apartado se amplía la descripción de algunas características de las superficies presentadas previamente.

El resto de las formas poligénicas están vinculadas al encajamiento progresivo de la red hidrográfica y, de ellas, son los glacia los que tienen mayor representación localizándose en relación con la mayor parte de los cauces (figura 2.5).

En lo referente a las superficies de erosión, hay que tener en cuenta que de los cuatro niveles establecidos para el área de estudio (S_1 , S'_1 , S_2 y S_3) sólo la superficie S'_1 , desarrollada sobre depósitos culminantes, presenta la morfología de tal y los restantes corresponden a niveles generales de una topografía irregular.

6.2.2.1. SUPERFICIES SUPERIORES (S_1 Y S'_1)

La superficie S_1 corresponde a la *superficie superior o superficie fundamental*, que en distintos sectores puede presentar un mayor o menor retrabajamiento y se extiende tanto sobre sustrato rocoso con morfologías de berrocal, lanchar, etc., como sobre recubrimientos de alteritas y en unos pocos casos de tipo aluvial-coluvial. Se le ha asignado una edad que abarca todo el Paleógeno y la base del Neógeno (Enresa, 1995).

Esta superficie enlaza con los relieves residuales correspondientes, en su mayoría, a los diques de cuarzo y, a grandes rasgos, desciende progresivamente desde el este hacia el oeste del área. Este descenso indica su desnivelación tectónica paralela al hundimiento, en el mismo sentido, de los depósitos oligocenos, tal como se describe más adelante en el apartado dedicado a las formas estructurales. No obstante, este descenso progresivo hacia el oeste también debe estar condicionado por un mayor retrabajamiento y degradación de dicha superficie hacia el río Duero.

La superficie S_1 quedó cubierta por los depósitos fluviales del Oligoceno y su conglomerado culminante (Unidad Conglomerática del Retortillo) configurándose la denominada *superficie en depósitos culminantes*, designada como S'_1 , por considerar que no representa más que una etapa y situación local (enterramiento bajo una delgada cobertera) en la evolución de la *superficie superior* (Enresa, 1995). De esta manera, la superficie S'_1 corresponde a los depósitos de tipo raña que en algunos sectores todavía se apoyan sobre la *superficie superior* (S_1).

6.2.2.2. SUPERFICIE INTERMEDIA (S_2) Y SUPERFICIE INFERIOR (S_3)

Lo que se ha designado como *superficie intermedia* (S_2) aparece en muchos casos con morfología de rampas o planos con pendiente siempre dirigida hacia los cauces actuales principales, indicando que son formas producidas durante las primeras etapas de encajamiento de la red



fluvial. Su distribución espacial se ajusta a las inmediaciones de los cauces del Duero, Tormes, Huebra, Yeltes y afluentes secundarios del sector fronterizo (figura 6.1).

Se le asigna una edad Mioceno inferior y medio, por la presencia de depósitos rojos con morfología de glacis, enlazando con dicha superficie (Enresa 1995).

Entorno a los cauces del Duero, Tormes, Huebra, Yeltes y afluentes secundarios del sector fronterizo se pueden diferenciar pequeños rellanos en el sustrato rocoso considerados como terrazas erosivas o aplanamientos rocosos y que, pese a mostrar cotas variables de unos ríos a otros, han sido englobados como una *superficie inferior* (S_3). Esta *superficie inferior* equivaldría a lo que en la Hoja Magna (IGME, 2000e) se ha designado como superficies 4 a 6, labradas durante el encajamiento de la red de drenaje como consecuencia de la erosión remontante del Duero, desde el Mioceno hasta el Pleistoceno.

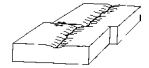
6.2.3. FORMAS ESTRUCTURALES

La morfoestructura general del Domo del Tormes y su entorno ha sido ampliamente discutida en el capítulo 3, por lo que en este apartado únicamente se mencionarán algunas implicaciones geomorfológicas de esta estructuración que evidencian la existencia de deformaciones cenozoicas.

En algunos casos, en relación con las fracturas N10-20°E, junto con otras de dirección N60-70°E y N90-100°E, se configuran escarpes morfológicos a favor de los planos de falla; quedando separadas rocas inalteradas, en relieves positivos, de recubrimientos por alteritas en posición deprimida. A estas fracturas en la literatura se les asigna un rejuego alpino, con hundimiento del bloque en el cual el recubrimiento ha quedado preservado de la erosión (figura 6.4).

En el borde oriental de la zona, las Areniscas Silíceas y la silicificación paleocena (UTS-MC, Santisteban et ál., 1991) configuran una superficie estructural que, al ser desmantelada por la erosión fluvial, da lugar a diversas mesetas y cerros testigos con escarpes verticales (fotografías 6.1 y 6.2).

Algunas de estas mesetas aparecen desniveladas y basculadas por movimientos alpinos de escasa cuantía (Enresa, 1995), entre ellas cabe destacar el cerro testigo de Peñausende (fotografía 6.2) que se relaciona con la falla del mismo nombre, a la que se le asigna un salto vertical de 80 m. En relación con esta estructura, el control de la superficie estructural y de las alteritas mesozoicas infrayacentes permite deducir un sistema de fallas con actividad alpina constituido por dos familias principales, N60-70°E y N-S a N20°E (figura 6.4).



Fotografía 6.1. Meseta, superficie estructural sobre las Areniscas Silíceas de edad paleocena.



Fotografía 6.2. Cerro testigo de Peñausende, superficie estructural sobre la alterita mesozoica silicificada. Fotografía tomada desde el noreste hacia el suroeste.

Otro rasgo morfoestructural importante lo constituye el paulatino descenso hacia occidente, a favor de sistemas de fracturas NNE-SSO y NE-SO, de los sedimentos del Oligoceno-Mioceno inferior (Santisteban et ál., 1996b) que afloran, en forma de retazos aislados por la erosión, sobre gran parte del área (figura 2.5).

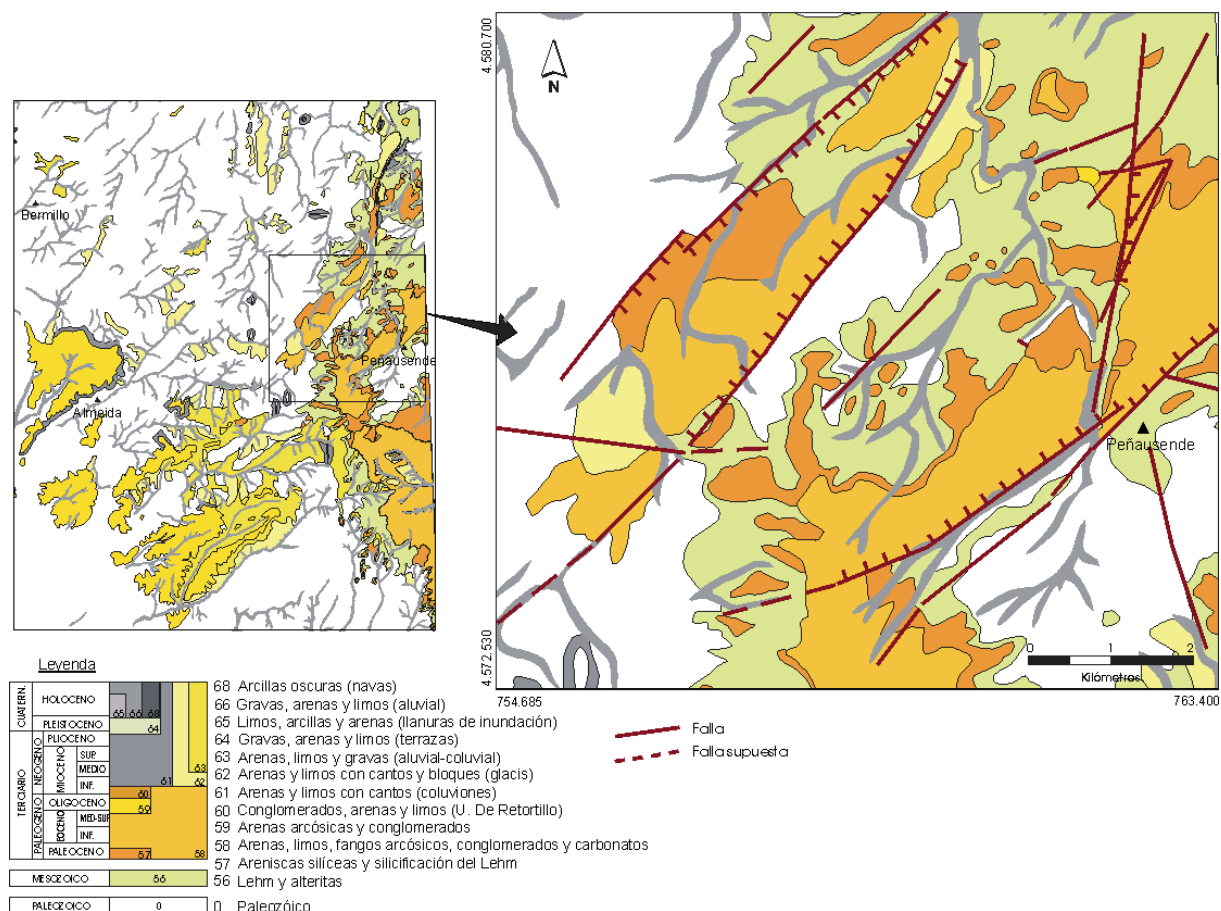


Figura 6.4. Cartografía de la falla de Peñausende y depósitos asociados (modificado de Enresa,1995)

6.2.4. FORMAS FLUVIALES

Las formas de incisión lineal se generan a partir de torrenteras, arroyos y ríos. Los cauces presentan una trayectoria rectilínea, con bruscos codos, lo puede ser un indicador de su adecuación a la red de fracturación (figura 6.5), hecho que se analizará detalladamente en el apartado 6.3.

El encajamiento de los ríos principales es de una pocas decenas de metros respecto a la superficie S_1 , haciéndose progresivamente mayor en el sector fronterizo de los ríos Águeda, Huebra y Tormes donde puede superar el centenar de metros. La presencia de un sustrato resistente hace que las formas fluviales tengan escaso desarrollo y ocupen una pequeña superficie. Por el contrario, aguas arriba, los mismos ríos discurren sobre los materiales blandos de la Cuenca del Duero y la Fosa de Ciudad Rodrigo, desarrollando amplios valles con extensas llanuras de inundación.

Ese contraste en el grado de encajamiento pone de manifiesto el papel de barrera litológica que juega el zócalo hercínico en relación con el encajamiento y regularización de los perfiles longitudinales de los ríos. De este modo, el zócalo hercínico actuaría como nivel de base local, con lento descenso, controlando la regularización de los perfiles situados en el interior de la



cuenca. Al mismo tiempo que los ríos se encajan en el zócalo granítico, aguas arriba realizan una erosión lateral creando extensas llanuras de inundación.

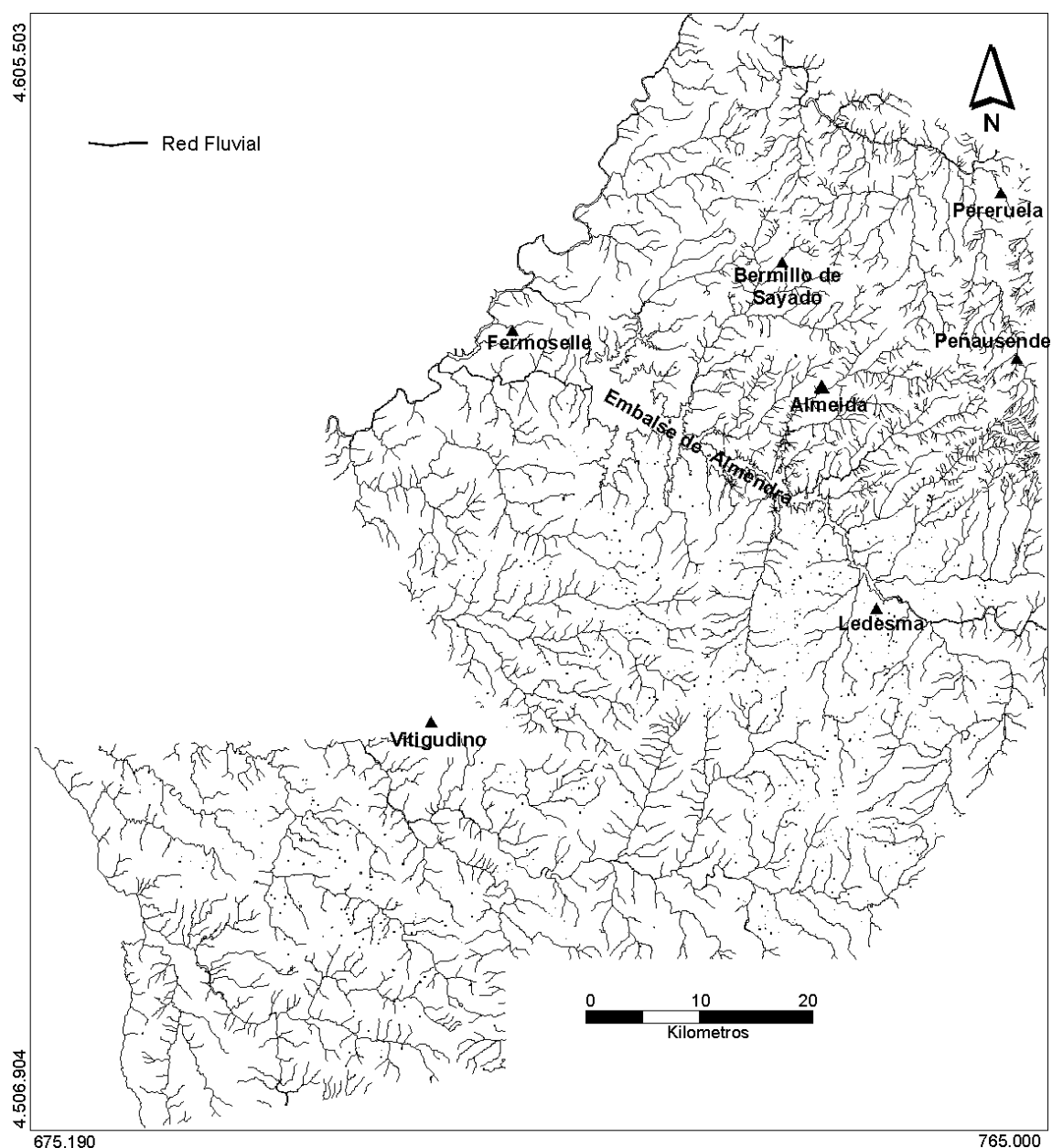


Figura 6.5. Red fluvial del área de estudio.

Al tratarse de una red fluvial encajada en un sustrato rocoso, las formas fluviales presentan poca extensión y, en su mayor parte, corresponden a sedimentos de fondo de valle con anchura inferior a unas pocas decenas de metros. En ocasiones aparecen jalónados por depósitos de terraza, de poca extensión, situados a unos pocos metros sobre los anteriores.

Otra de las formas producidas por los depósitos fluviales son los conos de deyección, que en la zona son escasos y con pequeño desarrollo, lo que puede relacionarse con tasas de erosión bajas.



Por último, un rasgo de gran importancia desde el punto de vista tectónico, y común a la mayoría de los valles fluviales con direcciones N-S o NO-SE, es su marcado carácter asimétrico, con suaves laderas occidentales y suroccidentales, en las que suelen localizarse diversos niveles de glacis, frente a laderas más abruptas en el margen opuesto. Esto implica una migración lateral simultánea al encajamiento que, al estar siempre dirigida en el mismo sentido, puede tener un origen tectónico (figura 6.6).

Estas migraciones se podrían relacionar con basculamientos en el mismo sentido, acordes con los deducidos para los depósitos oligocenos por Santisteban et ál. (1996b). Podría tratarse, por tanto, de movimientos ocurridos a lo largo del Neógeno y simultáneos a las primeras etapas de la incisión fluvial.

El análisis y discusión de las orientaciones de las estructuras que pueden estar condicionando la asimetría de los depósitos fluviales y la migración lateral de los valles se aborda en apartados posteriores.

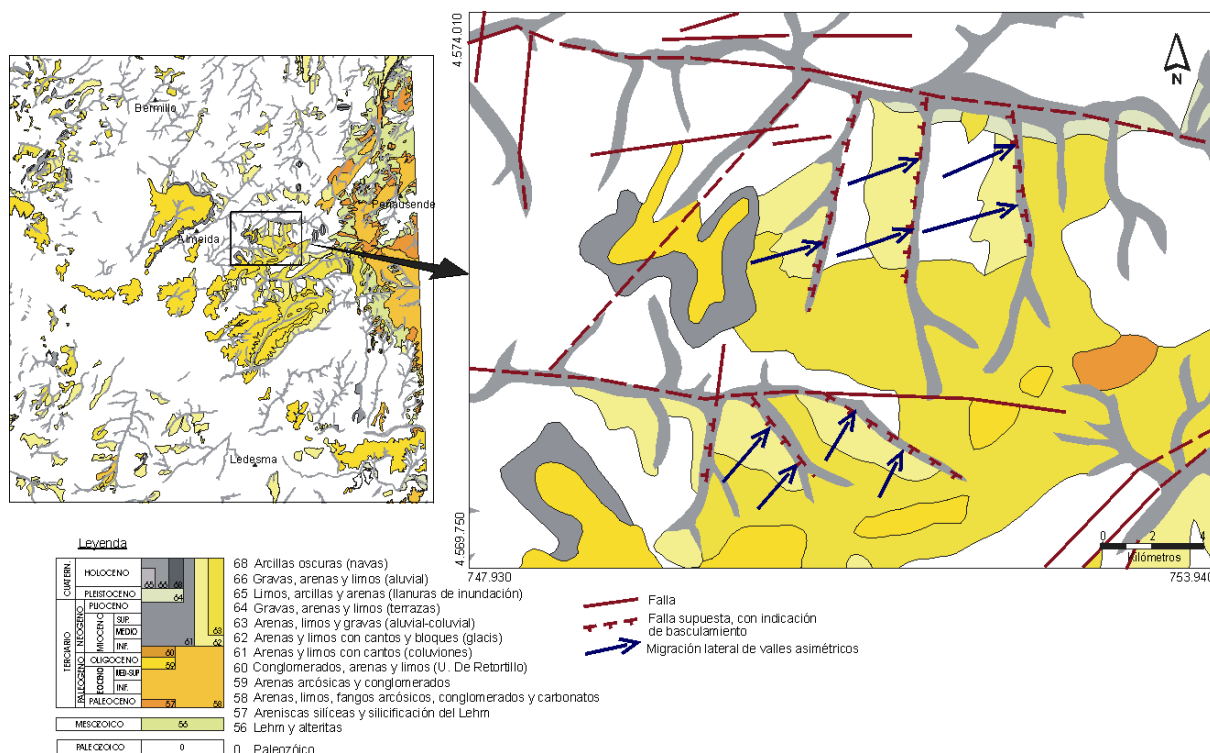


Figura 6.6. Cartografía geológica donde se muestra la migración lateral de los depósitos fluviales, creando valles asimétricos. En el arroyo de dirección E-O del cuarto superior de la figura también puede observarse la presencia de depósitos de terraza asimétricos, situándose únicamente en el margen sur del cauce.



6.3. RED HIDROGRÁFICA Y FRACTURACIÓN

El área de estudio ocupa parte de las cuencas hidrográficas correspondientes a los ríos Tormes, Huebra y Águeda, junto con una pequeña extensión que drena directamente al río Duero. Estos ríos transcurren de SE a NO, salvando un desnivel que en el caso del Tormes alcanza los 410 m; este río desciende desde la cota 760 m, en el borde oriental del área, hasta los 350 m en su desembocadura al Duero, situada en la frontera con Portugal (figura 6.1).

En cuanto a la geometría de la red de drenaje, según Enresa (1995), para el conjunto del área pueden establecerse tres pautas principales:

1. Zonas con encajamiento incipiente (zona de cabecera y con predominio de recubrimientos) con redes ramificadas en confluencias de pequeño ángulo y cauces de baja sinuosidad.
2. Zona correspondiente al centro y mitad oriental del área, con afluentes de primer orden, encajados durante el Neógeno hasta 50 m bajo la superficie fundamental (nivel de las divisorias principales), según una dirección N20°E. Ángulos de confluencia controlados por fracturas.
3. Sector occidental y septentrional con fuerte encajamiento (Neógeno terminal-actualidad) y con escaso control estructural. Ángulos de confluencia y sinuosidad de cauces variables indicando un predominio de la propia dinámica fluvial y de su encajamiento sobre el control estructural. Esta dinámica viene marcada por el fuerte gradiente del sector fronterizo, correspondiente al escalón morfoestructural de la meseta.

La descripción detallada red de drenaje queda fuera de los objetivos de este trabajo, pero desde un punto de vista estructural, y con objeto de evaluar la influencia de la tectónica en la geometría y evolución de la misma, es interesante analizar la influencia de la fracturación en la distribución de la red fluvial y definir, en su caso, las orientaciones principales que la controlan.

6.3.1. RED FLUVIAL Y SU RELACIÓN CON LA FRACTURACIÓN

Para comprobar el grado de adaptación de la red drenaje a la red de fracturación se ha realizado una superposición entre ambas buscando los tramos coincidentes. Al disponer de mapas estructurales con diferente grado de detalle (capítulo 2), se realizó un primer análisis para la red fluvial procedente la Base digital del *U.S. Geological Survey* (Gtopo30), con un minuto de resolución, y el Mapa de Lineamientos Estructurales y otro para la red fluvial correspondiente a la cartografía 1:50.000 y el Mapa de Fallas.

La metodología utilizada ha consistido en transformar los mapas mencionados en ficheros raster, con tamaños de píxel de 100 y 200m. Se probaron ambos tamaños de píxel con objeto de elegir entre ellos el que, sin omitir información, proporcionara una mayor precisión. Una vez rasterizados los ficheros se superpusieron los correspondientes a fracturas y red fluvial, según lo



descrito en el párrafo anterior, y se generó otro fichero raster suma de los anteriores. En éste último, los píxeles donde ambos elementos coinciden tenían un valor 3.

A la vista de los resultados obtenidos para las dos escalas utilizadas, se seleccionó la escala de mayor detalle (red fluvial 1:50.000 y Mapa de Fallas) por aportar mayor información. El tamaño de píxel elegido fue de 100 m ya que un tamaño mayor (200 m) no proporcionaba información adicional, mientras que un tamaño inferior lleva intrínseca una mayor precisión sin omitir información, en este caso. La superficie sobre la que se ha desarrollado el análisis abarca prácticamente la totalidad del Domo del Tormes, dominio en el que se disponía de información sobre los dos elementos, a la escala elegida.

Una vez obtenido el mapa con las áreas coincidentes entre fracturación y red fluvial, se seleccionaron, a partir del Mapa de Fallas, las estructuras a favor de las cuales se disponía la red de drenaje (figura 6.7). Como el análisis planteado era principalmente de orientaciones dominantes, se optó por seleccionar tramos de fracturas completos y no únicamente los tramos coincidentes. Esto resultaba más representativo ya que en algunos casos como en las proximidades del río Duero, en el sector fronterizo, una misma fractura de gran longitud coincide con varios tramos fluviales separados espacialmente.

El proceso de selección incorporó algunas estructuras que, aunque no quedaban puestas de manifiesto por el “método de la suma de píxeles”, era evidente que condicionaban la orientación de determinados tramos fluviales. Hay que tener en cuenta que una pequeña desviación en la superposición de los mapas, o en la digitalización de los mismos, evita que con un píxel de 100 o 200 m se superpongan dos elementos. No obstante, la utilización de tamaños de píxel superiores a 200m podía incorporar un error adicional que devaluara el análisis, lo que hacía preferible el completar las posibles ausencias manualmente.

La rosa de orientaciones de fracturas obtenida (figura 6.7B) pone de manifiesto que son las orientaciones N-NE las que condicionan mayoritariamente la disposición de la red de drenaje. Un 70% de las fracturas coincidentes con la red fluvial están orientadas entre N10°O y N70°E. Dentro de este grupo, existe un máximo con orientación N10-30°E en el que se encuentran el 28% de las fracturas seleccionadas.

En relación con sector occidental y septentrional, en el que según Enresa (1995) existía un menor control estructural frente a la dinámica fluvial, se puede observar como el río Duero, en su sector fronterizo, representa un trazado que, aunque sinuoso, se ajusta de forma global a las numerosas fallas, con dirección NNE-SSO, presentes en ese sector. En esta zona, el análisis geofísico ha puesto de manifiesto la presencia de una zona de alto gradiente, que coincide con grandes fallas de la misma orientación cartografiadas en superficie, y se ha denominado Falla del Duero (capítulo 3).

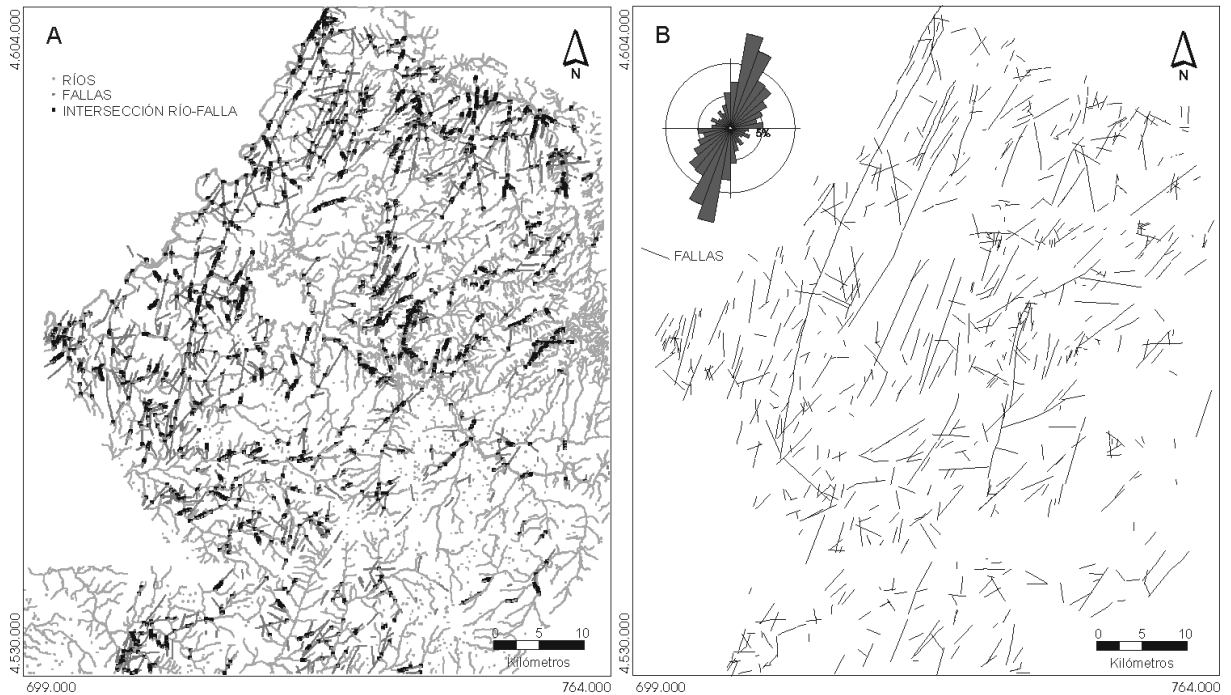
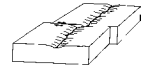


Figura 6.7. A) Intersección entre la red fluvial y la fracturación, B) Fallas que controlan la disposición de la red fluvial.

Comparando los histogramas de orientación de fracturas correspondientes al Mapa de Fallas y al mapa de fracturas seleccionas a partir de este análisis (figura 6.8) se puede comentar lo siguiente:

Pese a que las fallas seleccionadas en este análisis constituyen el 30% de las presentes en Mapa de Fallas, la distribución de orientaciones es muy similar; lo que indica el importante papel que juega la fracturación en la distribución de la red de drenaje.

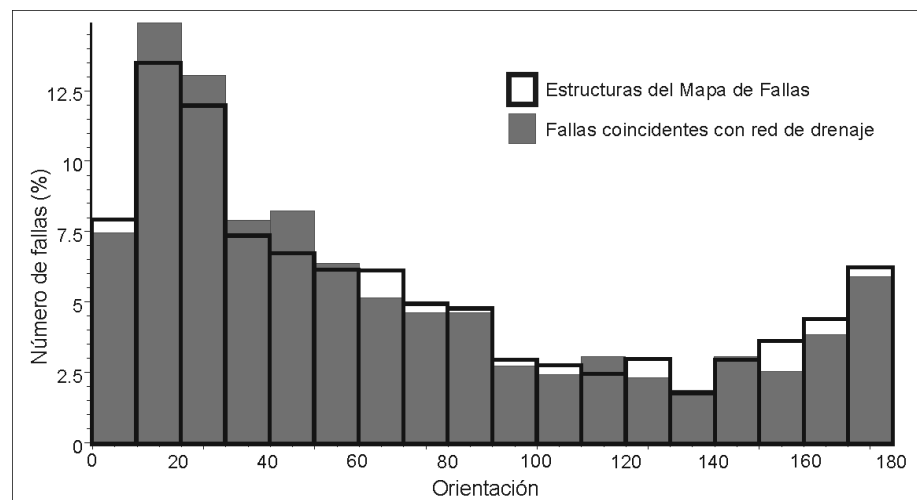
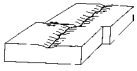


Figura 6.8. Histogramas de orientación de fracturas procedentes del Mapa de Fallas, conjunto total (sin relleno) y conjunto seleccionado por coincidir con la red de drenaje (en gris).



En todos los tramos de orientación presentes, y en una proporción similar a su frecuencia de aparición, la red de drenaje se ha adaptado a la red de fracturación preexistente. Únicamente se detecta una preferencia por las orientaciones N10-50°E, donde existe una tendencia, algo mayor, de la red fluvial a ocupar o aprovechar la red de fracturación.

En este sentido, el que sean principalmente las estructuras con direcciones comprendidas entre N10-30°E las que condicionen la ubicación y orientación de la red de drenaje puede estar relacionado, entre otros motivos, con el hecho de ser éstas las más abundantes y las de mayor longitud en la zona de estudio. Adicionalmente, sobre la base de la información disponible, las fallas de orientación N-S a NNE se han relacionado con el campo de paleoesfuerzos N-S, lo que implicaría que se trata también de las fallas más recientes.

Por todo ello se puede afirmar que la disposición actual de la fluvial esta principalmente condicionada por la red de fracturación. Todas las orientaciones de fracturación presentes en el área están controlando la disposición de la red de drenaje, aunque parece existir un mayor aprovechamiento de las estructuras N-S a NNE.



6.4. ANÁLISIS DE ESTRUCTURAS QUE AFECTAN A MATERIALES DEL MESOZOICO TERMINAL-CENOZOICO

Como se ha podido ver en el apartado de geomorfología, en la zona de estudio las evidencias de actividad reciente son escasas, no obstante hay una serie de elementos que pueden representar indicios de su existencia. La presencia de superficies desniveladas o basculadas, como el caso del cerro testigo de Peñausende, las fallas afectando a materiales terciarios, la asimetría en los depósitos que se asocian a los cauces fluviales o la existencia de migraciones laterales en determinados cauces, constituyen evidencias o indicios, según los casos, de actividad tectónica cenozoica y/o cuaternaria.

Con objeto de caracterizar la actividad tectónica reciente en el área de estudio y definir sus orientaciones principales, se ha realizado un análisis de las estructuras relacionadas con las situaciones arriba descritas. A partir de la cartografía geológica y geomorfológica disponible, se han seleccionado las estructuras que afectan o condicionan la disposición de los depósitos del Mesozoico terminal-Cenozoico, con objeto de estudiar su distribución y orientaciones preferentes. De este modo, se han seleccionado los siguientes tipos de estructuras: a) fallas que afectan a la alterita mesozoica; b) las que afectan a los materiales terciarios y c) las estructuras que, bien controlan la asimetría de los depósitos fluviales a ambos lados del cauce, o bien su migración lateral. Las estructuras asociadas a estos dos últimos grupos son en su mayoría deducidas a partir de la cartografía geológica y marcan las orientaciones preferentes que controlan la disposición de los depósitos fluviales, aunque en algunos casos no estaban previamente representadas como fallas en la cartografía.

A partir de las estructuras seleccionadas y deducidas se ha generado un mapa en el que se representan en diferentes colores las estructuras asociadas a cada grupo, junto con las rosas de orientación correspondientes (figura 6.9).

Las fallas seleccionadas se distribuyen mayoritariamente entorno a los bordes de la Cuenca del Duero y de la Fosa de Ciudad Rodrigo, disminuyendo su presencia, hasta su desaparición, hacia el oeste de la zona de estudio (figura 6.9). Este hecho se debe principalmente a la ausencia de afloramiento de materiales del Mesozoico terminal-Cenozoico en gran parte del área y, particularmente, en la zona occidental (sector fronterizo del río Duero).

En cuanto a las orientaciones preferentes se van a comentar, por un lado, las estructuras relacionadas con la alterita mesozoica y con los materiales terciarios y, por otro, las relacionadas con los depósitos fluviales.

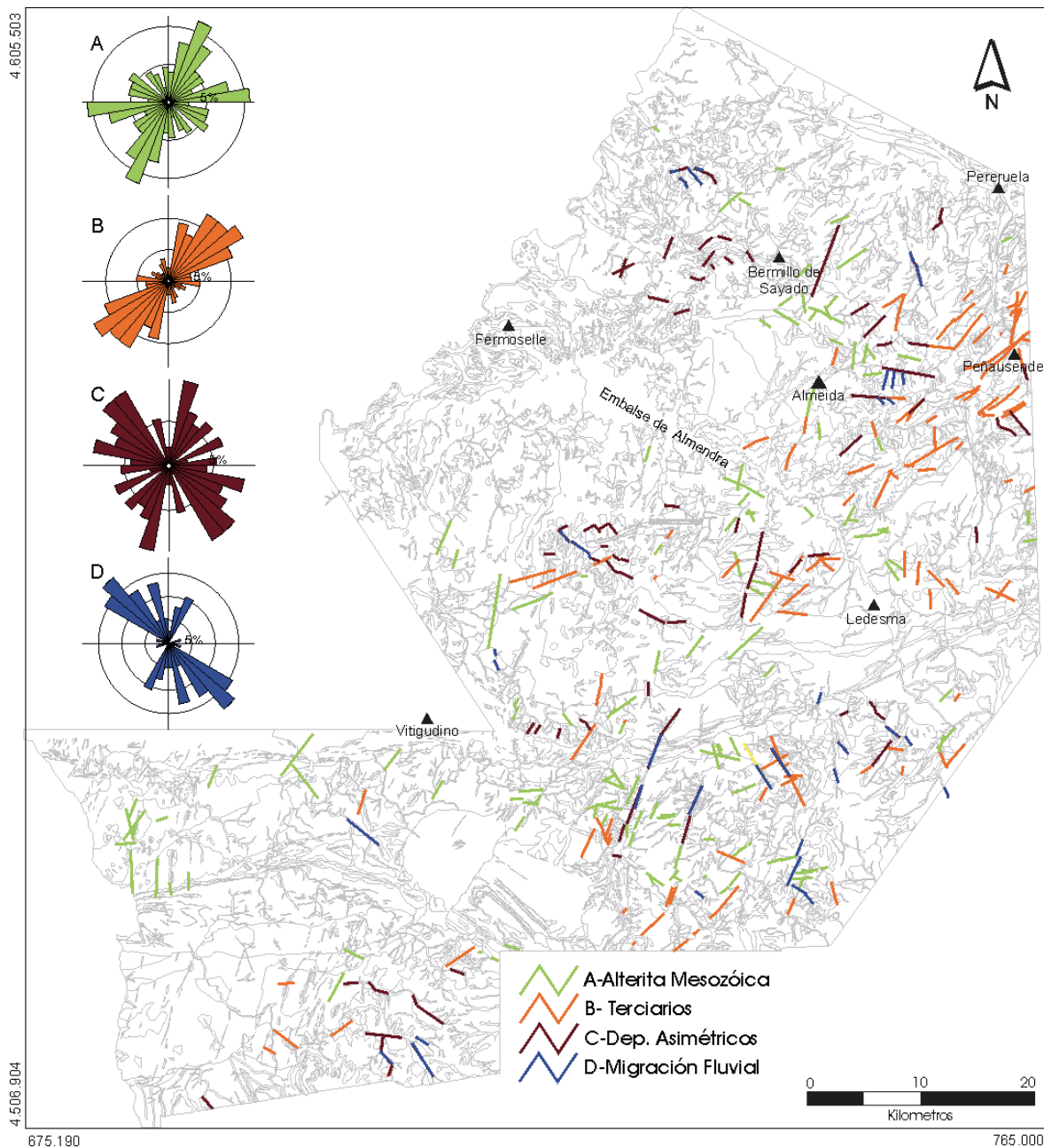
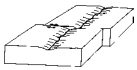


Figura 6.9. Fallas afectando a materiales Mesozoico terminal-Cenozoico (A y B) y con control estructural sobre de la red fluvial y depósitos asociados (C y D).

Como se puede ver en la rosa de direcciones correspondiente a las fracturas afectando a la alterita mesozoica, las orientaciones son muy variadas, aunque principalmente se agrupan entre N10-40°E y N70-90°E y, en menor medida N100-130°E (figura 6.9A). Comparando estas orientaciones con las de las fallas explicadas por los campos de paleoesfuerzos, definidos en el capítulo 4, en su mayoría coinciden con las explicadas por la familia de tensores T2, relacionada con el campo de paleoesfuerzos NE-SO (figura 4.13). Las orientaciones N110-130°E que no estaban representadas en T2, se reconocen en T4 que se asocia al campo de paleoesfuerzos N-S.



El hecho de que las orientaciones de fallas que afectan a la alterita mesozoica coincida con la de las fallas explicadas por el campo de paleoesfuerzos NE-SO estaría indicando que esta dirección de compresión continuaba activa a comienzos del Terciario.

En cuanto a las fracturas afectando a materiales terciarios, observando el mapa se ve un predominio de estructuras NE-SO. Sus rangos de orientación son más restringidos, con una orientación preferente N10-60°E y una de menor importancia E-O (figura 6.9B). Estas orientaciones coinciden con las de las fallas explicadas por el campo de paleoesfuerzos N-S (familias de tensores T1 Y T4, figura 4.13)

En lo que respecta a las estructuras que controlan los depósitos fluviales se han seleccionado las estructuras que controlan estas asimetrías (figura 6.9C) y, a partir de este conjunto, se han extraído las que se relacionaban con migraciones laterales de valles asimétricos (figura 6.9D); por lo que el segundo grupo está incluido en el primero.

En la rosa de direcciones correspondiente a la presencia de depósitos fluviales asimétricos, las orientaciones principales de las estructuras que los controlan abarcan un amplio rango, pudiéndose definir dos grupos principales, N100-150°E el primero de ellos y N10-50°E el segundo (figura 6.9C). Estas dos orientaciones principales coinciden, una vez más, con las orientaciones de las fallas explicadas por el campo de paleoesfuerzos N-S y, en este caso, la orientación mayoritaria NO-SE está ausente en el rango de orientaciones compatibles con el campo de paleoesfuerzos NE-SO (figura 4.13).

Esta asimetría en los depósitos a ambos lados del cauce afecta mayoritariamente a glaciares, depósitos aluvio-coluviales y terrazas (litologías 62, 63 y 65 respectivamente, figuras 6.6 y 2.5). A estos depósitos se les asigna una edad que abarca desde Mioceno inferior al Pleistoceno (Enrera, 1995). De forma general, se puede decir que los depósitos se sitúan únicamente en uno de los márgenes del cauce, preferentemente en el sur, oeste o suroeste, en función de la orientación de la estructura, estando ausentes en el margen opuesto.

Las estructuras que controlan la migración de valles asimétricos (figura 6.9D) se orientan preferentemente según N120-170°E, con una segunda moda N10-30°E. Al igual que en el caso anterior, estas orientaciones se reconocen entre las estructuras explicadas por el campo de paleoesfuerzos N-S.

En todos los casos, las migraciones se producen hacia el E-NE, y la asimetría en los depósitos fluviales que preferentemente se sitúan en margen sur, oeste o suroeste es coherente con el mismo tipo de régimen (figuras 6.6 y 6.10). Esta disposición cinemática implica una componente normal de las fallas N10-30 y N120-170, con labio hondo al oeste o noroeste, relacionado con una extensión E-O a ENE-OSO (figura 6.10).

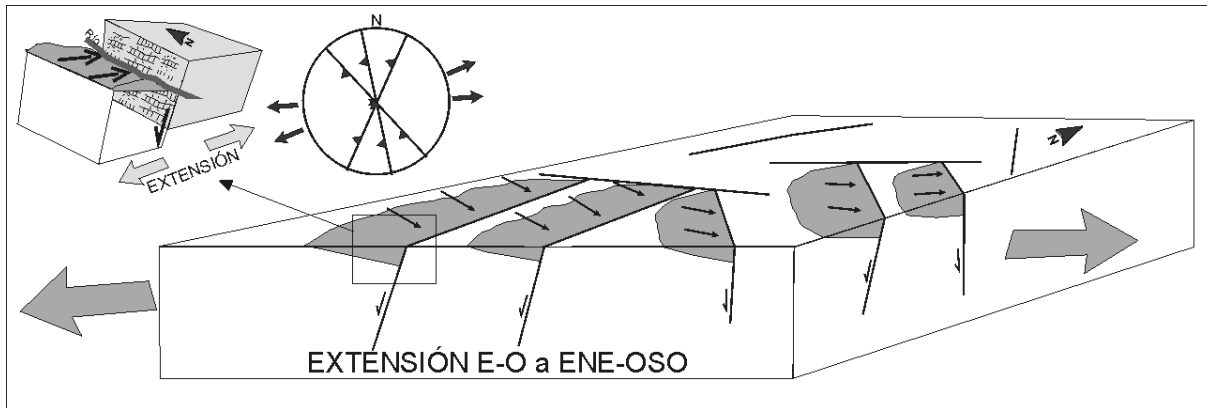
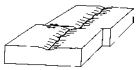


Figura 6.10. Esquema de la migración fluvial a favor de una extensión E-O a ENE-OSO.

Santisteban et ál. (1996b) proponen un sucesivo hundimiento hacia el oeste, desde el final del Oligoceno hasta el Mioceno medio, a favor de fracturas N-S y lo relacionan con una extensión E-O.

Un régimen de tipo extensional con una orientación de máxima extensión E-O, es compatible tanto en la disposición de los ejes de esfuerzos como en el tipo de régimen con el campo de paleoesfuerzos N-S. El relacionar las asimetrías y migraciones fluviales detectadas en la zona con el campo N-S implica que ésta orientación de compresión ha sido activo en la zona durante el Neógeno.



6.5. SISMICIDAD EN LA ZONA DE ESTUDIO

El área objeto de estudio ha sido considerada tradicionalmente de muy baja o nula sismicidad. No obstante, durante el periodo de realización de esta Tesis se han producido un número importante de terremotos, cuya magnitud máxima es 4.3. Esta circunstancia llevó a recopilar los eventos sísmicos ocurridos en la zona, a partir del catálogo del Instituto Geográfico Nacional (IGN), con objeto de caracterizar en lo posible la actividad sísmica del área.

El hecho de que la información hipocentral no este disponible para eventos posteriores a 1998 y que, de los sismos anteriores a esta fecha, únicamente en uno se dispusiera de un número suficiente de observaciones, pero solo cuatro polaridades, no ha hecho posible el cálculo de mecanismos focales de terremotos. Adicionalmente, los eventos posteriores a 1998 no están aún relocalizados. Estas circunstancias condicionan en gran medida la calidad de los datos disponibles que, de momento, únicamente permiten describir de forma somera el tipo y características generales de la actividad sísmica en la zona.

En contraposición a esto, el Instituto Andaluz de Geofísica (IAG) de la Universidad de Granada, en el marco del “IAG regional moment project” ha publicado recientemente (IAG, 2003) los mecanismos focales de dos terremotos ocurridos en enero de 2003 con magnitudes de 3.8 y 4.2.

El Catálogo de Sismos Próximos del Instituto Geográfico Nacional (IGN) contiene 72 eventos registrados en la zona de estudio y sus proximidades entre el año 944 y el 31 de enero de 2003 (tabla 6.1). De estos terremotos, 67 son posteriores a 1985, fecha a partir de la cual la calidad de la red sísmica española puede considerarse fiable.

Las magnitudes se encuentran entre un valor máximo 5.2, para dos eventos ocurridos en 1961, y un mínimo de 1.8. No obstante, el mayor número de eventos (87%) presenta magnitudes entre 2 y 3.5 (figura 6.11).

Las profundidades hipocentrales se encuentran entre 0 y 18 km, esta última correspondiente a un evento ocurrido al NE de Salamanca, en la Cuenca del Duero y fuera de la zona de estudio propiamente dicha. A un 51% de los terremotos se les asigna una profundidad inferior a 1 km y a otro 40% entre 2 y 6 km (figura 6.11).

Aunque los valores de profundidad hipocentral hay que tomarlos con precaución debido a posibles errores de localización vertical (figura 6.11), se puede afirmar que, en esta zona, la sismicidad se produce mayoritariamente a profundidades inferiores a 15 km, afectando únicamente a la corteza superior, lo que es característico de la sismicidad intraplaca en zonas continentales.

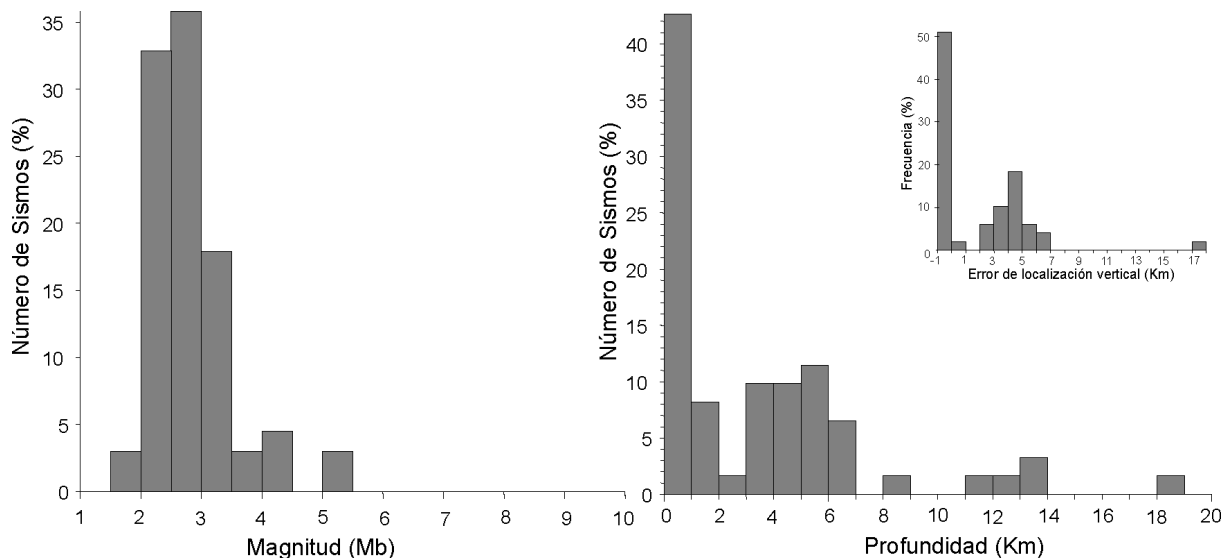


Figura 6.11. Histogramas de Magnitud, Profundidad y errores de localización vertical de los eventos sísmicos registrados en la zona.

Para poder estudiar la distribución espacial de la sismicidad en el área de estudio se ha ampliado la zona incorporando el entorno de la misma. Esto ha permitido visualizar mejor la distribución de la sismicidad y analizar posibles series sísmicas (figura 6.12).

En lo que a sismicidad histórica se refiere, los cinco terremotos anteriores a 1961 (representados como estrellas en la figura 6.12) se localizan en Zamora, al NO de Zamora, al NO de Salamanca y, dos de ellos, en Portugal.

En la parte portuguesa, la sismicidad se concentra mayoritariamente en relación con el sistema de fallas de Bragança de orientación NNE-SSO; mientras que en la zona española, existe una mayor concentración de terremotos al norte del embalse de Almendra, y llaman especialmente la atención las agrupaciones situadas al NE de Almeida de Sayago (NEA) y al SE de Zamora (SEZ), que se analizan más adelante.

Al margen de las agrupaciones mencionadas, el resto de los terremotos se encuentran bastante dispersos. Aunque la información disponible no permite deducir orientaciones preferentes de rotura, existen ciertas alineaciones de terremotos de dirección NNE-SSO a NE-SO, que coinciden con la orientación de grandes estructuras, descritas en capítulos anteriores, y se sitúan sobre lineaciones morfoestructurales, probablemente relacionadas con fallas (figura 6.12).

Los cuatro terremotos registrados en 1961 se sitúan en el mismo punto, pero esta circunstancia podría deberse a errores de localización. Únicamente los tres eventos situados entre Fermoselle y Vitigudino que ocurren entre el 29 de abril y el 2 de septiembre de 2002, se concentran en un área pequeña pero no permiten deducir una orientación preferente (figura 6.12).

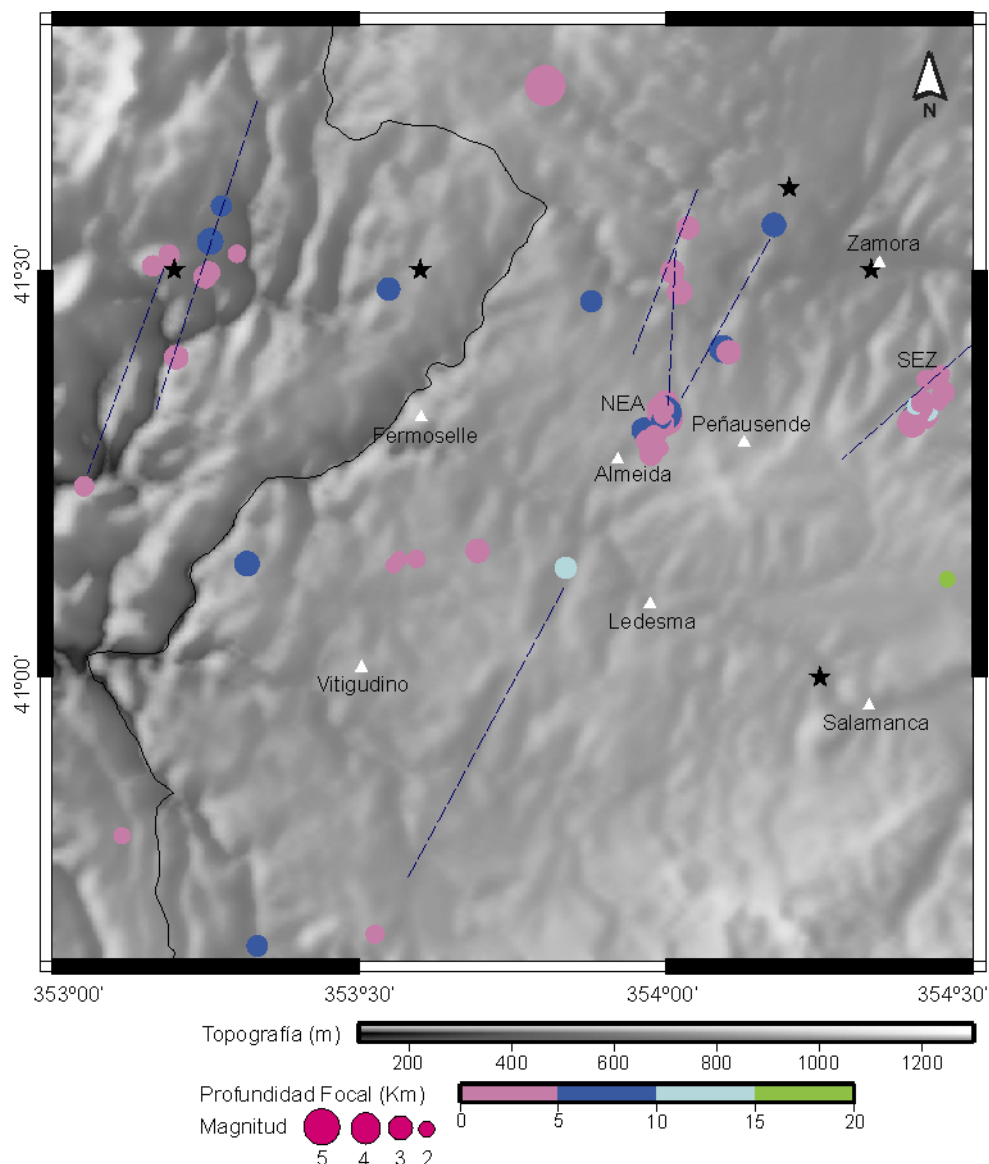


Figura 6.12. Mapa de distribución epicentral. Las estrellas representan los terremotos históricos y los círculos los instrumentales. Las líneas discontinuas representan algunos lineamientos estructurales coherentes con la disposición de epicentros.

Las profundidades, como ya se ha comentado, son mayoritariamente inferiores a 8 km y no parece existir un determinado patrón en su distribución (figuras 6.11 y 6.12). En el Domo del Tormes, el único sismo con profundidad superior a 10 km se sitúa al NO de Ledesma y, con una profundidad asignada de 12 km, es el único evento registrado en el año 1993.

Las dos agrupaciones principales de epicentros están situadas al NE de Almeida (NEA) y SE de Zamora (SEZ), corresponden a dos “crisis” sísmicas producidas en los años 2001 y 2003. Aunque la agrupación del SE de Zamora se sitúa fuera del área de estudio propiamente dicha y dentro de la Cuenca del Duero, hay que analizarla conjuntamente con la situada al NE de Almeida porque existe una clara relación temporal y espacial entre ellas.



Durante los dos periodos mencionados se registra un aumento en la sismicidad en la zona (figura 6.13), la Serie 2001 consta de 9 sismos y la Serie 2003 de 29. En el caso de ésta última, hay que tener en cuenta que la serie analizada corresponde únicamente al mes de enero de 2003 y, de hecho, la sismicidad continúa, aunque de forma menos intensa, durante la redacción de esta Tesis por lo que será necesario completar el estudio de ambas series en el futuro.

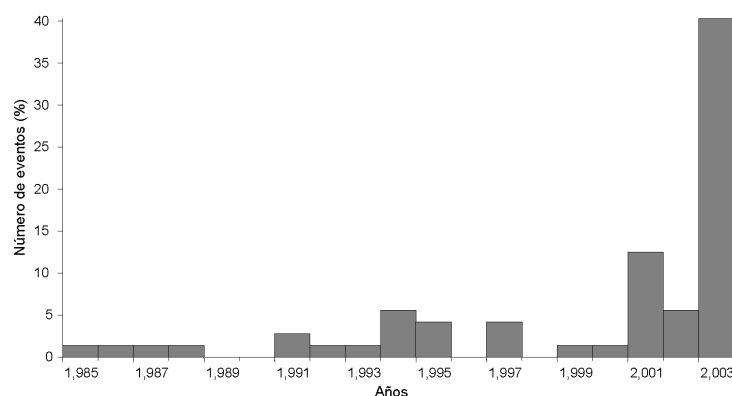


Figura 6.13. Histograma de frecuencia de terremotos durante los años 1985-2003.

Una característica muy importante de las dos series mencionadas (Serie 2001 y Serie 2003) es que los epicentros se sitúan en los mismos lugares (NEA y SEZ) y parece existir una conexión entre la actividad en ambas localizaciones, ya que los terremotos se producen de forma alternativa entre una y otra (figura 6.14). Las dos series comienzan en NEA con un sismo de magnitud 2.9 para la Serie 2001 y 4.3 para la Serie 2003 y el segundo terremoto se produce en SEZ con magnitudes de 3.4 y 3.7, respectivamente.

En NEA parece haber una orientación preferente de los terremotos según una dirección NS a NNE, mientras que en el caso de SEZ la orientación preferente de la serie es, aparentemente, NE-SO.

Aunque hay que ser cautos en lo que se refiere estas alineaciones preferentes de sismos, debido a los errores de localización horizontal asociados, en ambos casos, coinciden con las orientaciones principales de las fallas de la zona (capítulo 3) y se encuentran próximos a varias zonas de alto gradiente reconocidas en la gravimetría (ZAG de Almeida, Falla de Roelos, Falla de Peñausende y prolongación del ZAG de Ledesma) (figura 3.16).

En el caso de SEZ la disposición de los terremotos, así como la presencia en las proximidades de fallas de orientación NE-SO con reflejo cortical podría relacionarla con el movimiento de estructuras de esta orientación. De hecho, los terremotos se sitúan en la prolongación, hacia el NE, del ZAG de Ledesma (figura 3.16). En el caso de NEA, en la zona entre Almeida y Peñausende están presentes tanto las orientaciones N-S a NNE como las NE-SO. Adicionalmente, al oeste y NO de Almeida se reconocen zonas de alto gradiente gravimétrico de orientación N-S, NNE-SSO y NE-SO, que indican la presencia de fallas que afectan a toda la corteza superior y que podrían presentar sismicidad asociada.

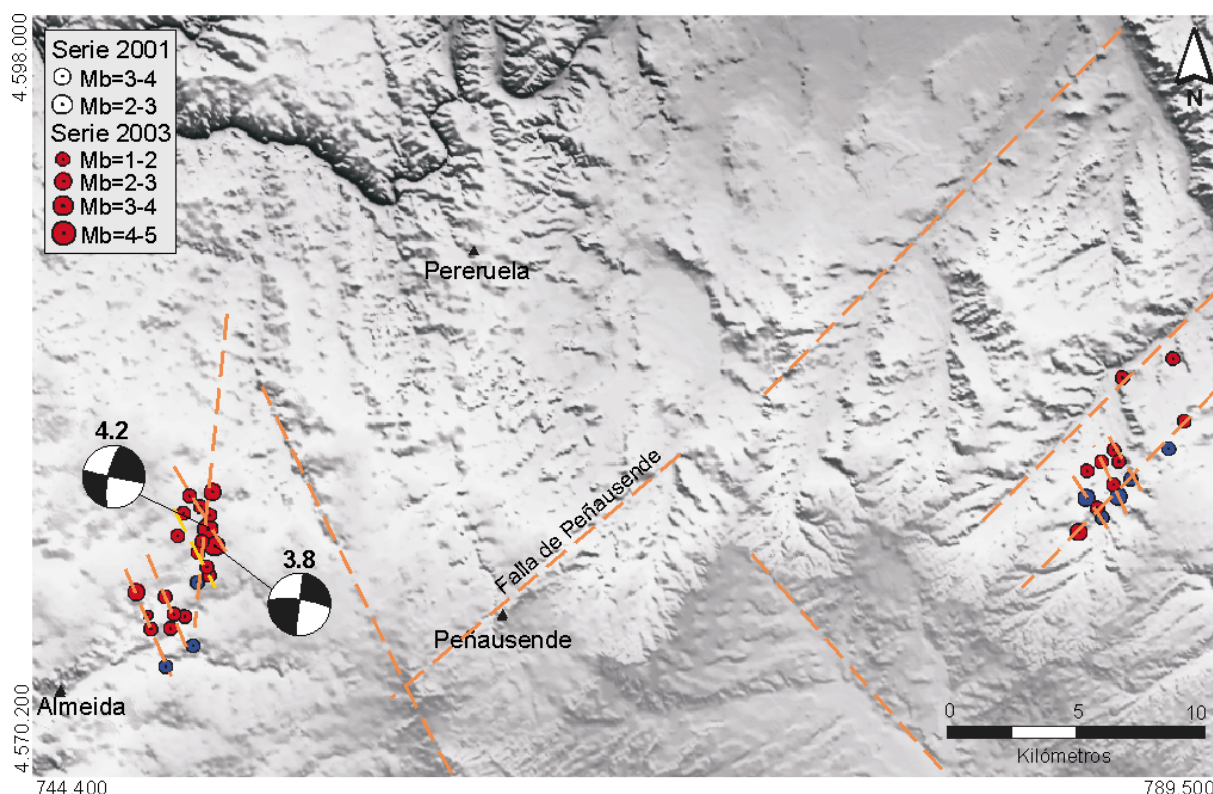


Figura 6.14. Situación de los terremotos correspondientes a las Series 2001 y 2003. Mecanismos focales de dos de los terremotos ocurridos el 12 y 23 de enero de 2003. Las líneas discontinuas representan fallas y/o lineamientos estructurales y posibles alineaciones de terremotos.

Adicionalmente, en este trabajo se han tenido en cuenta los dos mecanismos focales calculados por el Instituto Andaluz de Geofísica para dos terremotos ocurridos los días 12 y 23 de enero de 2003, con magnitudes de 3.8 y 4.2, respectivamente (IAG, 2003) (sismos núm. 44 y 60 de la tabla 6.1).

Los mecanismos focales obtenidos (IAG, 2003) son de tipo desgarre e indican la actividad de fallas con orientaciones N187°E y N192°E, con sentido de movimiento sinistroso (figura 6.14).

Mediante la aplicación del Modelo de Deslizamiento a las fallas activas de orientación NS-NNE, deducidas a partir de los mecanismos focales, se han obtenido unas direcciones de máxima compresión horizontal (D_{ey}) N2°E y N4°E (figura 6.15). Por otro lado, la solución que aporta el Método de los Diedros Rectos es común a ambos planos de falla y equivalente al mecanismo focal (figura 6.15).

De este modo, los mecanismos focales de los terremotos indican que la falla activa es un desgarre sinistro con una orientación media N10°E, que se denominará Falla de Almeida, y que la dirección de compresión es N-S. Estos resultados apoyan la idea de que en la zona de estudio el campo actual de esfuerzos tiene una orientación de máxima compresión horizontal N-S.

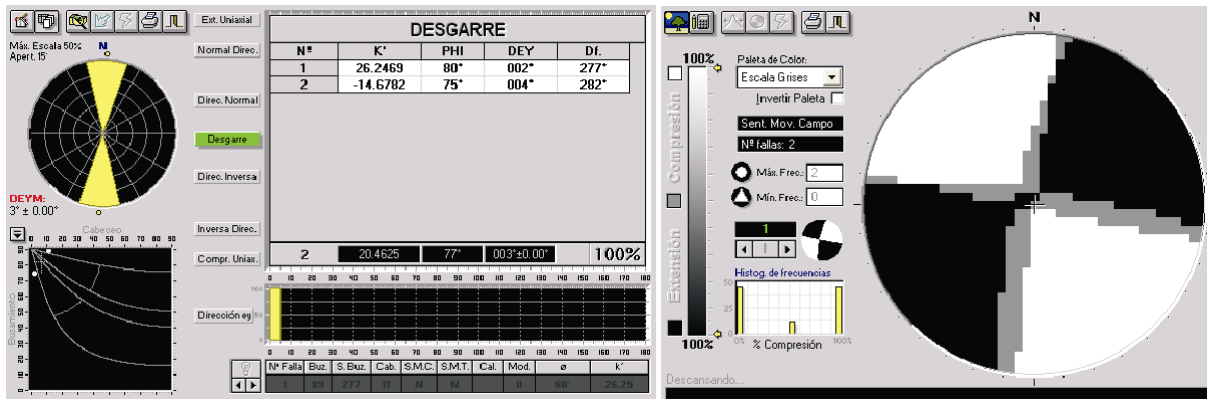


Figura 6.15. Orientación de máxima compresión horizontal (Dey), obtenida con el Modelo de Deslizamiento, y diagrama de Diedros Rectos correspondientes a los dos planos de falla activos, según los mecanismos focales de los terremotos de enero de 2003.

Aunque la información obtenida a partir de la sismicidad es limitada, debido a las características de la misma y a la cantidad de información disponible actualmente, queda puesto de manifiesto la existencia de una cierta actividad tectónica actual. Según los mecanismos focales disponibles la orientación del tensor actual de esfuerzos en la zona sería N-S, es decir que se mantiene la orientación de compresión del campo de paleoesfuerzos N-S, definido a partir de los datos cinemáticos de campo. En cuanto a las fallas activas, serían las de orientación N-S a NNE; mientras que las NE-SO, también compatibles con esa orientación de compresión, podrían considerar potencialmente activas.

Las fallas de orientación NS a NE-SO están ampliamente representadas en la zona y se trata de estructuras de gran longitud y, en algunos casos, con expresión gravimétrica.

Hay que tener en cuenta que, aún tratándose de una zona de actividad sísmica baja, en España, es la que presenta más actividad entre Galicia y el Sistema Central-Cuenca de Madrid.



Nº	X	Y	AÑO	MES	DIA	HORA	MIN	SEG	PROF	MAG	RMS	ERH	ERZ
1	778239	4599711	949	0	0	0	0	0	-	-	-	-	-
2	766698	4610395	1853	8	29	23	0	0	-	6(*I)	-	-	-
3	773363	4543926	1936	4	7	3	0	0	-	3(*I)	-	-	-
4	683632	4596682	1941	11	6	18	0	0	-	4(*I)	-	-	-
5	717022	4597609	1957	9	7	20	10	0	-	3(*I)	-	-	-
6	733181	4623124	1961	2	10	18	52	1	-	5.2	-	-	-
7	733181	4623124	1961	2	10	19	16	34	-	5.2	-	-	-
8	733181	4623124	1961	2	10	20	2	58	-	3.9	-	-	-
9	733181	4623124	1961	3	14	21	47	3	-	4.4	-	-	-
10	694576	4556969	1973	5	3	20	55	38.2	5	3.2	18	9	17
11	764799	4605321	1985	4	22	3	15	32.3	6	3.0	6	5	6
12	758453	4588223	1986	7	12	23	0	45.4	5	3.4	5	2	4
13	712783	4594893	1987	11	29	18	55	20.1	5	2.9	4	2	3
14	682888	4598696	1988	7	1	17	55	34.8	1	2.7	5	3	5
15	759302	4587887	1991	11	15	5	59	5.7	4	3.0	6	2	4
16	740396	4594093	1991	11	16	3	42	28.8	5	2.8	4	3	5
17	752329	4595789	1992	2	7	0	51	24.5	4	3.2	8	2	4
18	738107	4557702	1993	2	27	13	41	16.2	12	2.8	5	2	4
19	684209	4584842	1994	5	13	17	0	15.3	4	3.0	6	4	4
20	697376	4504636	1994	6	8	12	47	2.6	5	2.6	7	4	5
21	680697	4597163	1994	7	19	15	38	58.6	4	2.7	8	3	4
22	688375	4596437	1994	10	20	17	56	30.3	3	2.8	9	3	3
23	751255	4598531	1995	2	20	5	40	4.3	3	3.0	7	2	3
24	689805	4605541	1995	8	18	9	6	31.2	8	2.7	3	2	3
25	753134	4604534	1995	10	30	1	37	37.2	4	2.9	6	2	4
26	713533	4506750	1997	1	9	12	30	11.3	-	2.4	6	3	-
27	687830	4595867	1997	7	26	11	11	53.3	-	2.9	8	4	-
28	688397	4600693	1997	9	22	16	29	16.2	6	3.3	3	1	2
29	692062	4599123	1999	3	20	12	18	25.9	0	2.3	9	3	0
30	672084	4566958	2000	3	11	7	54	31.4	0	2.5	7	4	-1
31	749185	4573635	2001	3	12	13	29	22.9	0	2.9	8	3	-1
32	786174	4580225	2001	5	21	11	7	36.3	0	3.4	10	1	-1
33	750415	4576901	2001	5	21	11	12	14.1	13	2.1	9	6	6
34	750248	4574450	2001	6	7	17	15	24.2	0	2.3	6	7	-1
35	786650	4580911	2001	6	9	11	40	10.4	13	2.6	10	2	2
36	790244	4558031	2001	8	10	23	2	34.3	18	2.1	5	8	-
37	788113	4582081	2001	11	7	5	25	37.2	0	2.2	4	4	-1
38	785535	4579421	2001	11	7	5	26	54.6	1	2.4	5	3	-



Nº	X	Y	AÑO	MES	DIA	HORA	MIN	SEG	PROF	MAG	RMS	ERH	ERZ
39	784919	4580175	2001	12	9	9	30	56.2	5	3.1	9	1	3
40	725972	4559651	2002	1	19	0	47	49.7	4	2.8	10	2	4
41	715347	4558218	2002	4	29	11	13	24.4	0	2.2	5	6	-1
42	714618	4557308	2002	6	18	10	58	9.4	0	1.9	7	6	-1
43	717609	4557993	2002	9	2	15	59	2	0	2.2	6	8	-1
44	751106	4578300	2003	1	12	15	56	35.6	3	4.3	8	2	-
45	784618	4578869	2003	1	12	16	25	22.1	1	3.7	8	3	-
46	785336	4579787	2003	1	12	16	54	57	0	2.6	8	6	-1
47	750893	4577181	2003	1	12	17	13	1.4	0	2.8	8	4	-1
48	786002	4582038	2003	1	12	17	30	37.2	0	2.4	7	8	-1
49	785971	4580702	2003	1	12	19	13	53.9	1	2.4	9	3	-
50	788292	4585576	2003	1	12	19	22	36.4	0	2.2	10	4	-1
51	749162	4576343	2003	1	13	0	29	12.1	0	2.2	6	6	-1
52	749942	4575591	2003	1	13	3	40	26.5	0	2.1	9	4	-1
53	750550	4579837	2003	1	13	4	17	16.9	1	2.7	8	4	-
54	748515	4575654	2003	1	14	5	15	10.8	0	1.8	6	6	-1
55	751033	4580409	2003	1	17	15	32	5.9	3	3.0	8	3	-
56	784945	4581218	2003	1	18	16	26	41.4	11	2.1	6	5	2
57	788724	4583147	2003	1	18	16	33	27.2	2	2.8	12	4	-
58	749371	4575127	2003	1	22	21	1	17.2	0	2.2	10	5	-1
59	748066	4576528	2003	1	22	21	10	58.6	5	3.1	9	3	-
60	750832	4578957	2003	1	23	10	13	18.2	6	4.4	8	2	4
61	750798	4577511	2003	1	23	10	43	14.3	0	2.6	9	5	-1
62	786187	4581600	2003	1	23	14	56	54.3	0	2.5	10	5	-1
63	750116	4580266	2003	1	23	19	59	18.7	0	2.1	8	6	-1
64	748617	4575101	2003	1	24	0	12	59.9	0	2.8	10	3	-1
65	749888	4579591	2003	1	24	18	16	6.9	3	2.6	7	4	-
66	750896	4579515	2003	1	25	12	54	24.9	0	2.2	6	5	-1
67	785517	4581574	2003	1	26	17	57	33.6	3	2.1	8	4	-
68	749668	4578695	2003	1	27	8	54	35.5	0	2.3	9	3	-1
69	750444	4578055	2003	1	30	19	28	38.3	6	2.4	10	4	-
70	750596	4578504	2003	1	30	21	33	18.4	0	2.1	9	3	-1
71	786311	4584831	2003	1	31	6	20	5.8	0	2.5	9	3	-1
72	749519	4575689	2003	1	31	19	58	48.2	0	2.8	10	2	-1

Tabla 6.1. Registros simplificados (Coordenadas X e Y (UTM, Huso29), Fecha y Hora, Profundidad (km) y Magnitud o Intensidad (*I)) de los 72 sismos registrados en la zona.



6.6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Como se planteaba inicialmente, los elementos que permiten determinar la existencia de actividad neotectónica en el área son muy escasos y se ha tenido que recurrir a numerosas fuentes de información.

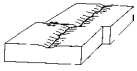
La geomorfología ha ayudado a conocer la evolución del área desde el Mesozoico a la actualidad. Desde un punto de vista tectónico es interesante el hecho de que durante gran parte del Paleógeno la zona actuara como área fuente de sedimentos hacia la Cuenca del Duero, mientras que a finales del Oligoceno el depósito del conglomerado culminante marca el cambio de drenaje de la cuenca que pasa de ser endorreica a exorreica, drenando hacia el Atlántico. Esta modificación del drenaje probablemente se relaciona con un cambio en las condiciones tectónicas y podría estar relacionado con el comienzo de la compresión N-S en el norte de la Península, que algunos autores sitúan en el Eoceno superior (Berguerat, 1987).

Adicionalmente, existen evidencias de basculamientos de las superficies estructurales, como en el caso del cerro de Peñausende, al que se asocia la falla del mismo nombre. En la Falla de Peñausende existen evidencias de actividad durante el Mesozoico terminal, deducidas a partir de la reconstrucción de la posición relativa de las diferentes facies (Santisteban, 1998), y evidencias de una actividad posterior que afecta a la UTS-MC y se relaciona con el campo de paleoesfuerzos N-S. La actividad Mesozoica de la estructura podría estar relacionada con la actuación del campo de paleoesfuerzos NE-SO, con el que la orientación de la falla también resulta compatible.

El análisis de estructuras afectando a los diferentes materiales de Mesozoico terminal-Cenozoico ha aportado información coherente con esta hipótesis, ya que las fallas que afectaban a la alterita Mesozoica presentaban mayoritariamente orientaciones compatibles con el campo de paleoesfuerzos NE-SO y, en menor medida, con el N-S. Por otro lado la orientación de las estructuras que afectan a materiales terciarios se relacionan mayoritariamente con las explicadas por el campo N-S.

Otro rasgo de gran importancia desde el punto de vista tectónico, y común a la mayoría de los valles fluviales con direcciones N-S o NO-SE, es su marcado carácter asimétrico que implica una migración lateral simultánea al encajamiento que, al estar siempre dirigida en el mismo sentido, puede tener un origen tectónico (figura 6.6); en cuyo caso, indicaría una extensión de E-O a ENE-OSO. Esta extensión podría estar relacionada con el campo de esfuerzos N-S, detectado en la zona y que presenta orientaciones de compresión NNE-NNO.

La red de drenaje, tal y como sucede en áreas graníticas, se adapta a la red de fracturación, por lo que la geometría y disposición de la misma no puede interpretarse de antemano como indicadora de actividad neotectónica. Los cambios bruscos, codos y tramos rectilíneos responden a un aprovechamiento de la red de fracturación por la red de fluvial, por lo que se ha hecho un análisis



para determinar las orientaciones de fracturación preferentes a favor de las cuales dispone la misma.

Los resultados del análisis muestran que en todos los tramos de orientación presentes, y en una proporción similar a su frecuencia de aparición, la red de drenaje se ha adaptado a la red de fracturación. Aunque parece existir un mayor aprovechamiento de las estructuras N-S a NNE, lo que puede estar relacionado con el hecho de ser éstas las más abundantes, las de mayor longitud y las que se relacionan con el campo de paleoesfuerzos más reciente.

Finalmente, el análisis de la sismicidad pone de manifiesto la existencia de una actividad tectónica actual. Los mecanismos focales aportan información sobre la orientación del tensor actual de esfuerzos que presenta una dirección de compresión N-S, coherente con el plan cinemático del campo de paleoesfuerzos N-S, activo durante el Terciario, y con las orientaciones de compresión deducidas a partir del análisis de las migraciones fluviales, para el Neógeno.

La falla que ha dado lugar a la sismicidad en el NE de Almeida y que presenta una orientación N10°E se ha denominado Falla de Almeida. En cuanto a las fallas activas bajo el campo de esfuerzos actual, serían las de orientación N-S a NNE; mientras que las NE-SO, también compatibles con esa orientación de compresión, podrían considerarse potencialmente activas.





CAPÍTULO 7 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El presente trabajo se centra en el estudio de la fracturación en el Domo del Tormes, un área granítica intraplaca estructurada mayoritariamente durante la Orogenia Hercínica y posteriormente afectada por etapas de fracturación tardihercínicas y alpinas.

▪ ANÁLISIS DE LA MACROFRACTURACIÓN

El análisis de la macroestructuración frágil, realizado con apoyo del modelo digital del terreno de alta resolución y las cartografías estructurales (MF y MLE), pone de manifiesto la existencia de dos orientaciones preferentes de fracturación, N-S a N40°E y N40°E a N70°E. En estos dos rangos de orientación se sitúan las estructuras principales del área, que constituyen además corredores de fracturación de gran longitud. Entre ellas cabe destacar el corredor de fracturación a favor del cual se encaja el río Duero en su sector fronterizo (de orientación NNE), la Falla de Almeida, de orientación NS a NNE y con actividad sísmica asociada, y la falla de Peñausende, una gran estructura de orientación NE-SO.

Por otro lado, la fallas de orientación E-O a SSE son menos abundantes y muestran una distribución menos constante, con tamaños inferiores a los de las fallas de los grupos anteriores. De este modo, el área se estructura a favor de grandes fallas de orientación N-S a N70°E que compartimentan estructuras de menor tamaño con orientación E-O a SSE, probablemente relacionadas con etapas de fracturación previas.

Para evaluar la calidad de los mapas de fracturación utilizados, se ha realizado un análisis no lineal de la distribución de tamaños de fallas/lineamientos estructurales recogidos en ambos. Así, el Mapa de Fallas presenta un buen ajuste para tamaños de fallas entre 2 y 12 km, mientras que en el MLE el rango de tamaños mejor representado se encuentra entre 8 y 20 km.



En conjunto, el análisis pone de manifiesto la calidad del Mapa de Lineamientos Estructurales, obtenido a partir de interpretación del MDT, que tanto en la distribución de tamaños, como en los rangos de orientación y en la distribución espacial (estimada a partir de los mapas de densidad de fracturación) presenta un patrón similar al Mapa de Fallas. Este último, fue interpretado de forma independiente a partir de fotografía aérea, trabajos de campo e imágenes de satélite. Como ventaja adicional el MLE completa el conocimiento de la fracturación con una visión más regional.

En el mapa de anomalías de Bouguer se reconocen las principales unidades geológicas cartografiadas en superficie y la estructuración hercínica del área, de dirección preferente NO-SE. Una vez identificadas las anomalías relacionadas con las diferentes unidades geológicas, a partir del mapa de primera derivada vertical anomalía de Bouguer, se ha abordado el análisis de otras anomalías que pudieran responder a zonas de fractura de carácter cortical.

Se han identificado una serie de zonas de alto gradiente (ZAG) que podrían estar indicando la presencia de zonas de fractura que afectan a la corteza superior. Las ZAG se han comparado con la cartografía estructural (MF) identificando las reconocidas en superficie como zonas de fractura. De este modo, se han definido una serie de zonas de fractura de carácter cortical, denominadas Falla del Duero, Formariz, Almendra, Bermillo y Roelos, con orientaciones NNE y NE-SO. Dentro de este grupo también se incluye la Falla de Peñausende, una gran estructura de orientación NE-SO a la que se le asocia un salto vertical mínimo de 80 m y sobre la que existen evidencias de actividad durante el Cenozoico.

Otras zonas de alto gradiente, de orientaciones N-S y NE-SO, probablemente también asociadas a zonas de fractura, aunque no han sido identificadas en superficie, se han denominado ZAG de Cipérez, Almeida, Villavieja-Cipérez, Ledesma y Brincones. Adicionalmente, la disposición y la geometría de algunos de los macizos graníticos tardíos parece mostrar una estructuración N-S a favor de la cual se han emplazado los cuerpos o que, de algún modo, ha condicionado su emplazamiento.

La orientación N-S a NE-SO de las zonas de fractura y ZAG definidos vuelve a poner de manifiesto la importancia de las estructuras de esta orientación en el Domo del Tormes, apoyando las conclusiones obtenidas tras el análisis de las cartografías estructurales.

▪ EVOLUCIÓN CINEMÁTICA Y DINÁMICA

A partir de los datos mesoestructurales de campo y mediante la aplicación de Métodos de Análisis Poblacional de Fallas, se han obtenido una serie de soluciones tensoriales que explican el movimiento de 1159 pares falla/estría (84.3% de las medidas tomadas en campo). Agrupando los tensores individuales obtenidos en cada estación, en función de los datos de campo, geometría y cinemática de las estructuras que explican y criterios de coaxialidad entre los ejes principales de



esfuerzo, se han definido tres campos de paleoesfuerzos, con direcciones de máxima compresión horizontal E-O, NE-SO y N-S. En los tres casos se reconocen regímenes de deformación de tipo extensional (σ_1 en la vertical) y de desgarre (σ_2 en la vertical).

La asignación de una edad de actuación a los eventos definidos a partir de criterios de campo ha sido compleja, lo que ha hecho necesario recurrir a diferentes herramientas y fuentes de información complementarias. En primer lugar, se ha ampliado el estudio a los bodes de las cuencas cenozoicas que limitan el Domo del Tormes, incorporando al análisis de paleoesfuerzos una serie de estaciones paleógenas que permitieran definir el tensor para ese periodo. Para completar la información obtenida por esta vía, se ha recurrido a la datación absoluta mediante K-Ar de varias muestras de arcilla de falla recolectadas en campo. Las edades obtenidas mediante geocronología, se han relacionado con los tensores de paleoesfuerzos de la estación correspondiente, apoyando así la datación de los campos de paleoesfuerzos.

A continuación se van a describir las características de cada uno de los campos de paleoesfuerzos definidos en este trabajo, las edades de actuación que se les asignan y su significado en relación con la evolución cinemática de la Placa Ibérica desde el Mesozoico a la actualidad.

▪ **Campo de Paleoesfuerzos E-O**

El campo de paleoesfuerzos E-O es el que se ha reconocido en un menor número de estaciones (12) y explica el 15.4% de las fallas medidas en campo (figura 4.27). El 50% de las soluciones corresponden a tensores en régimen de desgarre y el otro 50% a tensores de tipo extensional, con direcciones de acortamiento entre N73°E y N133°E, en ambos casos. El tensor medio calculado es de tipo desgarre con una dirección de σ_{Hmax} N81°E y con un valor de R de 0.72.

Las fallas compatibles con la cinemática de este campo de paleoesfuerzos son mayoritariamente de tipo normal-direccional y desgarres con orientaciones entre N70°E y N150°E. Estas orientaciones corresponden a los rangos de orientación C y D (figuras 3.5 y 3.9) descritos en el análisis macroestructural (capítulo 3); esto son, las fallas de orientación E-O a SSE que aparentemente están compartimentadas por las grandes estructuras N-NE, mencionadas previamente.

En cuanto a la edad de actuación, la datación por K-Ar de una muestra de arcilla de falla relacionada con esta etapa aporta una edad de 210 ± 11 Ma. Este dato indica que se trata del campo de paleoesfuerzos más antiguo de los tres definidos y que era activo durante el Triásico superior.

Las pautas cinemáticas asociadas al campo de paleoesfuerzos E-O coinciden con las últimas etapas de deformación hercínica (D_4) que se relacionan con una compresión E-O, reconocible en la fábrica de los granitos tardíos (Villar de Ciervo, Brincones...). Al emplazamiento de los



macizos graníticos tardíos se les asigna una edad Pérmico superior. La edad, Triásico superior, obtenida en la arcilla de falla responde a una deformación en condiciones frágiles; por lo que se plantea la hipótesis de que la compresión E-O, relacionada con las últimas etapas de deformación hercínica, permaneciera activa hasta el Triásico superior, produciendo la deformación frágil asociada al campo de paleoesfuerzos E-O, registrada en el área.

Otros autores (Capote et ál., 1987) definen, en el Sistema Central una evolución cinemática similar, que consiste en dos etapas principales de fracturación tardihercínica. La primera, etapa Malagón, se relaciona con una extensión uniaxial en dirección N-S, que sería compatible con la cinemática de D_4 y coetánea con el emplazamiento de los macizos graníticos más tardíos, en el Pérmico inferior. Estos autores definen un segundo estado tensional, dentro de esta misma etapa, en que el esfuerzo compresivo máximo presenta una dirección $N100^\circ E$, y que explicaría dos familias de desgarres conjugados con direcciones $N70^\circ E$ y $N110^\circ E$. Este segundo estado tensional sería equivalente, tanto en la dirección de compresión como en la orientación de las fallas explicadas, al campo de paleoesfuerzos E-O, activo en el Domo del Tormes durante el Triásico superior.

▪ Campo de Paleoesfuerzos NE-SO

El campo de paleoesfuerzos NE-SO se ha obtenido en 16 estaciones de medida y explica el 15.1% del total de fallas analizadas (figura 4.26). Las soluciones tensoriales asociadas a este campo de paleoesfuerzos tienen direcciones de compresión entre $N21^\circ E$ y $N50^\circ E$; nueve de ellas son de tipo extensional y siete de tipo desgarre. El tensor medio calculado es de tipo extensional con una dirección de σ_{Hmax} $N34^\circ E$ y con un valor de R de 0.85. El elevado valor de R facilita las permutaciones entre σ_1 y σ_2 , lo que explica la coexistencia entre el régimen extensional y de desgarre.

Las fallas explicadas por este campo de paleoesfuerzos son de tipo normal-direccional a normal con un amplio rango de orientaciones (de NNO a E-O) y de tipo desgarre, NNO-NE con sentido de movimiento dextroso, y EO a NE con sentido de movimiento sinistroso. Estas orientaciones corresponden a los rangos de orientación A, B y parte del C (figuras 3.5 y 3.9), descritos en el análisis macroestructural (capítulo 3). Se trata de grandes fallas de orientación N-S a NE-SO y algunas de las fallas E-O, de menor tamaño, compatibles con el campo de paleoesfuerzos anterior.

Mediante la datación geocronológica por K-Ar de dos muestras de arcilla de falla asociadas a este evento se han obtenido edades de 120 ± 6 Ma (Valanginiense-Barremiense) y 86.9 ± 4.3 Ma (Turonense-Campaniense).

La bondad de estas edades se ve apoyada por los resultados obtenidos en zonas próximas (Sistema Central) mediante el estudio de trazas de fisión en apatitos (Bruijne, 2001). Así, durante



el Cretácico y el Paleógeno inferior Bruijne (2001) define tres periodos de enfriamiento acelerado que relaciona con denudación inducida por la tectónica. El primero de ellos ocurre en el Cretácico inferior (125 ± 15 Ma) lo que concuerda con la edad de 120 ± 6 Ma obtenida mediante K-Ar. El segundo periodo de actividad tectónica, registrado en la Sierra de Guadarrama, ocurre en el Cretácico superior (88 ± 12 Ma) y concuerda con la edad de 86.9 ± 4.3 Ma obtenida en las dataciones. Estos datos apoyan la hipótesis de que las edades resultantes de la geocronología por K-Ar de las arcillas de fallas están reflejando periodos de actividad tectónica, también reconocidos en área próximas.

A la hora de relacionar estos periodos de actividad con la actuación del campo de paleoesfuerzos NE-SO, existen dos posibles interpretaciones. Si se asume que el movimiento de la falla, que dio lugar a la formación de las arcillas datadas, es el mismo que produce las estrías sobre la arcilla de falla y en el entorno de la estación, estas edades estarían indicando que la compresión NE-SO fue activa durante el Cretácico. Otra posibilidad sería considerar las estrías de deslizamiento posteriores al movimiento que dio lugar a la arcilla, en cuyo caso la actividad del campo NE-SO sería posterior al Cretácico superior.

En el caso H26-1 y H26-2, la orientación de las fallas que contienen la arcilla es compatible con la actuación del campo E-O, por lo que cabe la posibilidad de que se trate de fallas previas reactivadas durante la compresión NE-SO. No obstante, al no haber encontrado evidencias cinemáticas relacionadas con la compresión E-O, parece más razonable asociar la actividad de la fallas al campo NE-SO. En H35 se obtiene una solución compatible con una compresión NE-SO, aunque en la estación cinemática correspondiente (35) se han obtenido dos soluciones tensoriales, una E-O y otra NE-SO. En este caso la orientación de la falla, donde se ha tomado la muestra de arcilla, y la edad obtenida, Cretácico superior, parecen estar más relacionadas con el campo de paleoesfuerzos NE-SO.

En cuanto a la evolución geodinámica de la Placa Ibérica, a finales del Cretácico inferior la Península comienza a rotar en sentido antihorario, produciéndose la apertura del Golfo de Vizcaya a partir del Cretácico medio y la colisión entre la Placa Ibérica y Eurasia a partir del Cretácico superior (Dewey et ál., 1989; Srivastava, et ál., 1990; Sanz de Galdeano, 1996; Rosebaum et ál., 2002). Este contexto geodinámico que constituye el comienzo de la compresión pirenaica, sería compatible con la compresión NE-SO detectada en el área de estudio.

Los argumentos expuestos hacen que, en este trabajo, se asuma que el campo de paleoesfuerzos NE-SO fue activo durante el Cretácico. En cuanto a la duración temporal de la compresión NE-SO, el hecho de que las orientaciones de las fallas que afectan a la alterita mesozoica coincidan con las de las fallas compatibles con la familia de tensores T2, asociada a este campo de paleoesfuerzos, permitiría afirmar que esta orientación de compresión continuaba siendo activa a comienzos del Cenozoico.



▪ Campo de Paleoesfuerzos N-S

El campo de paleoesfuerzos N-S es el que se ha obtenido en un número mayor de estaciones (37) y explica el 39.5% del total de fallas tratadas. La compresión N-S está representada por tensores en régimen de desgarre (15 soluciones), extensional (21 soluciones) y por un único tensor de tipo compresivo. En todos los casos, las direcciones de acortamiento son NNO-NNE (figura 4.25). El tensor medio calculado para este campo de paleoesfuerzos es de tipo extensional con una dirección de σ_{Hmax} N-S y con un valor de R de 0.82. El elevado valor del factor de forma apoya la coexistencia de ambos tipos de regímenes, ya que con pequeñas variaciones en la magnitud de los ejes principales de esfuerzo se pasaría de régimen extensional a régimen de desgarre y viceversa.

No obstante, los resultados del análisis probabilístico, aplicado a la independencia entre tensores, sugieren la posibilidad de que, durante la etapa compresiva N-S, se produjeran dos regímenes de esfuerzos que no representan una permutación entre los ejes principales de esfuerzo sino un cambio en la forma del tensor a lo largo del tiempo; pasando de régimen de tipo desgarre a extensional, o viceversa. Al no disponer de otras evidencias de más peso que apoyen esta hipótesis y dado que, en cualquier caso, ambos regímenes responderían a una orientación de compresión N-S, en este trabajo se han tratado conjuntamente dentro del campo de paleoesfuerzos N-S.

Las fallas compatibles con este campo de paleoesfuerzos son de tipo normal, normal-direccional y desgarres con orientaciones NO-SE y sentido de movimiento dextroso, y NE-SO, con sentido de movimiento sinistroso. Estas orientaciones equivalen a los rangos de orientación A, B, D y E (figuras 3.5 y 3.9) reconocidos en la macroestructura; que corresponden a las grandes estructuras de orientación N-S a NE-SO que compartimentan las fallas E-O a SSE, compatibles con el campo de paleoesfuerzos E-O.

La determinación de la edad de actuación de este campo de paleoesfuerzos se ha apoyado, principalmente, en una serie de estaciones cinemáticas cuyas medidas se habían tomado sobre materiales cenozoicos de la Cuenca del Duero. Estas estaciones, indicaban que la actividad de las fallas medidas en campo, asociadas a la compresión N-S, se encontraban afectando a una silicificación datada en 58 Ma (Paleoceno superior).

Otras evidencias de campo las constituye el sistema de fallas de la mina de Golpejas, cuya cinemática y geometría es compatible con una compresión N-S. Esta estructura afecta a materiales del Eoceno inferior, lo que implicaría una actividad del campo de paleoesfuerzos N-S a partir del Eoceno medio. Al sur del área de estudio, las fallas del Cristo de la Laguna que afectan a materiales de edad Mioceno medio-superior, presentan orientaciones N-S a N30°E. Pese a que no se ha podido determinar su cinemática en campo, a priori estas orientaciones también resultan compatibles con una compresión N-S.



Otra de las evidencias de actividad tectónica en el área la constituye el cambio de drenaje de los grandes sistemas fluviales que drenaban hacia el interior de la Cuenca del Duero y que a finales del Oligoceno pasaron a tener un carácter exorreico, con drenaje hacia el Atlántico.

Adicionalmente, la existencia de fallas compatibles con el campo de paleoesfuerzos N-S, afectando a materiales Miocenos, y el hecho de la orientación de las estructuras que controlan las asimetrías en los depósitos fluviales y las migraciones laterales de los valles, es compatible con una extensión E-O a E-SE y una orientación de máxima compresión horizontal N-S a N170°E; apoyan la idea de que este campo de paleoesfuerzos fue activo durante el Mioceno y probablemente en el Pleistoceno.

Todas estas evidencias indican que en la zona de estudio, el campo de paleoesfuerzos N-S ha sido activo durante parte del Paleógeno y hasta el Pleistoceno.

La cinemática del campo de paleoesfuerzos N-S es coherente con la evolución de la Península Ibérica durante el Cenozoico y respondería a los esfuerzos relacionados con el orógeno pirenaico-cantábrico, asociado a la compresión a lo largo del margen norte de Iberia, durante el ciclo alpino. Los esfuerzos generados en estas cadenas se transmiten hacia el interior de la Placa Ibérica y dan lugar a una serie de cordilleras y cadenas intraplaca (Cordillera Ibérica, Sierra de la Demanda y Sierra de Gredos), desde el Eoceno hasta el Mioceno.

En el proceso de análisis de los tensores de paleoesfuerzos se separaron las orientaciones de compresión más norteadas de las NE-SO, definiendo así los campos de paleoesfuerzos N-S y NE-SO. No obstante entre ellos se produce un cierto solape, tanto en las orientaciones de compresión como en las orientaciones de las fallas compatibles. Esto puede estar asociado al proceso de compresión alpina en el norte de la Península y probablemente representan la evolución en la orientación del tensor durante la Orogenia Alpina. La variación en las orientaciones de máxima compresión horizontal, y no en el régimen, sugiere una rotación en sentido antihorario de la dirección de σ_{Hmax} .

▪ **Deformación actual**

En el Domo del Tormes, no se han reconocido evidencias de la compresión NO-SE, definida por otros autores en áreas próximas, como el campo actual de esfuerzos (Moreira, 1985; Berguerat, 1987; Cabral, 1989; CSN, 1998; entre otros).

La sismicidad registrada en la zona pone de manifiesto la existencia de actividad tectónica actual. En este trabajo se han tenido en cuenta dos mecanismos focales calculados por el Instituto Andaluz de Geofísica para dos terremotos ocurridos en enero de 2003, con magnitudes de 3.8 y 4.2, respectivamente (IAG, 2003).



Los mecanismos focales obtenidos (IAG, 2003) son de tipo desgarre e indican la actividad de fallas con orientaciones N187°E y N192°E, con sentido de movimiento sinistroso (figura 6.14). El Modelo de Deslizamiento proporciona unas direcciones de máxima compresión horizontal (D_{ey}) N2°E y N4°E, para las dos fallas deducidas de los mecanismos focales.

De este modo, los mecanismos focales de los terremotos indican que la falla activa es un desgarre sinistroso con una orientación media N10°E, Falla de Almeida, y que la dirección de compresión es N-S. Estos resultados apoyan la idea de que en el Domo del Tormes el campo actual de esfuerzos tiene una orientación de máxima compresión horizontal N-S.

Esta orientación del tensor actual de esfuerzos, es coherente con el plan cinemático del campo de paleoesfuerzos N-S, activo durante el Terciario, y con las orientaciones de compresión deducidas a partir del análisis de las migraciones fluviales, para el Neógeno.

La falla que ha dado lugar a la sismicidad al NE de Almeida y que presenta una orientación N10°E, se ha denominado Falla de Almeida. En cuanto a las fallas activas bajo el campo de esfuerzos actual, serían las de orientación N-S a NNE; mientras que las grandes estructuras NE-SO, también compatibles con esa orientación de compresión, se podrían considerar potencialmente activas.

Por último, tras el estudio de la fracturación en el Domo del Tormes, llevado cabo en este trabajo, se puede decir que desde el Pérmico a la actualidad ha estado sometido a deformación frágil, según las pautas descritas, con una intensidad de deformación de moderada a baja.



BIBLIOGRAFÍA

Alonso Gavilán, G. y Polo M.A. (1987) Evolución tecto-sedimentaria oligo-miocena del SO de la fosa de Ciudad Rodrigo. Salamanca. *Acta Geológica Hispánica*, **21-22**: 419-426

Álvarez García J. (2002) *Análisis gravimétrico e isostático en el Macizo Hespérico*. Diploma de Estudios Avanzados, UCM: 71 p.

Álvarez, J.; Muñoz, A.; Carbó, A.; De Vicente, G.; Llanes, P. (2002) Mapa de anomalías isostáticas residuales de la Península Ibérica. *3ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*.

Anderson, E.M. (1951) *The Dynamics of Faulting*. Oliver & Boyd, Edimburgh, 133 pp.

Andeweg B. (2002) *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula causes and effects if changing stress fields*. PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 178 pp.

Angelier, J. (1979) Determination of the mean principal direction of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, **56**: 1

Angelier, J. (1984) Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, **89** (7): 5835-5848.

Angelier, J. (1994) Fault slip analysis and paleostress reconstruction. En: *Continental Deformation*, Paul L. Hancock (ed.): 53-120.

Angelier, J. y Mechler, P. (1977) Sur une metode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. *Bull. Soc. Geol. France*, **7** (19): 1309-1318.

Angelier, J.; Tarantola, A.; Valette, B y Manoussis, S. (1982) Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. In single phase fault populations: anew method of computing the stress tensor. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **69**: 607-621.

Ares Yáñez, M.; Gutiérrez Alonso, G.; Díez Balda, M. A. y Álvarez, F. (1995) La prolongación del despegue de Salamanca (segunda fase de deformación varisca) en el Horst de Mirueña (Zona Centro Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, **8** (3): 171-191.

Armijo, R. y Cisternas, A. (1978) Un problème inverse en microtectonique cassante. *C. R. Acad. Sc. Paris*. **287** (D): 595-598.

Arthaud, F. y Choukroune, P. (1972) Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine. *Rev. Inst. Fr. Petrol.*, **27** (5): 715-732.



Arthaud, F. (1969) Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermediaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **7** (11): 729-737.

Arthaud, F. y Matte, P. (1977) Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**: 1305-1320.

Berguerat, F. (1987) Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, **6** (2): 99-132

Blanco, J.A.; Corrochano, A.; Montigny, R. y Thuizat, R. (1982) Sur l'age du debut de la sedimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution au Paléocène par datation isotopique des alunites del'unité inferieure. *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, **295** (II): 559-562.

Boillot, G. y Malod, J. (1988) The north and north-west Spanish continental margin: a review. *Rev. Soc. Geol. España*, **1**: 295-316

Bott, M.H.P. (1959) The mechanism of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, **96**: 109-117.

Brinkmann, R. (1931) Betikum und Kelkiberikumim im Sudostspanien. *Beitr. Zur Geolo. Del West Mditerrangebiet*, **6**: 305-434. Berlin. Trad. J. Gómez de Llarena, "Las Cadenas béticas y celtibéricas del Sureste de España". *Publ. Extr. Geol. Esp. C.S.I.C.*, **4**: 307-439.

Bustillo, M.A. y Martin-Serrano, A. (1980) Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora. *Tecniterrae*, **36**: 14-29.

Caballero, J.M.; Casquet, C.; Galindo, C.; González-Casado, J.M.; Snelling, N.; Tornos, F. (1992) Dating of hydrothermal events in the Sierra del Guadarrama, Iberian Hercynian Belt. Spain. *Geogaceta*, **11**: 18-22

Cabral, J. (1989) An example of intraplate neotectonics activity, Vilariça basin, northeast Portugal. *Tectonics*, **8** (2): 285-303

Cantano Martín, M. (1982) *Estudio Morfoestructurado del área de Golpejas (Provincia de Salamanca)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Salamanca.

Capote, R.; González Casado, J. M. y De Vicente, G. (1987) Análisis poblacional de la fracturación hercínica en el sector central del Sistema Central Ibérico. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **11**: 305-311.

Carey, E. (1976) Recherche des directions principales de contraintes associees au jeu d'une population de failles. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, **21**: 57-66.

Carey, E. y Brunier, M.B. (1974) Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **279**: 891-894.



Choukroune, P. (1973) Phase tectonique d'âge variable dans les Pyrénées: évolution du domaine plissé pyrénéen au cours du tertiaire. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **26**: 909-912.

Clauer, N. y Chaudhuri, S. (1999) Isotopic dating of very low-grade metasedimentary and metavolcanic rocks: techniques and methods. En: *Low-Grade Metamorphism*. (Eds. Frey, M. y Robinson, D.). Blackwell Science: 202-226.

Clauer, N; Rais, N.; Schaltegger, U.; Piqué, A. (1995) K-Ar systematic of clay-to-mica minerals in a multi-stage low-grade metamorphic evolution. *Chemical Geology*, **124**: 305-316.

CSN (1998) *Proyecto SIGMA: Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual en la Península Ibérica*. Ed. Consejo de Seguridad Nuclear. 239p.

Corrochano, A. (1974) Características de la sedimentación del Paleógeno en los alrededores de Salamanca. *Studia Geol. Salmaticensia*, **7**: 7-39.

Corrochano, A. (1977) *Estratigrafía y paleontología del paleógeno de la provincia de Zamora*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 336 pp. Inédita.

Corrochano, A. y Quiroga, J.L. (1974) La discordancia Paleozoico-Terciario al SW de Zamora. *Studia Geológica*, **7**: 123-130.

Dalrymple, G.B. and Lamphere, M.A. (1969) *Potassium-Argon dating: principles, techniques, and applications to geochronology*. W.H. Freeman and Co., San Francisco. 258p.

De Vicente, G. (1988) *Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 317 pp.

De Vicente, G. y Muñoz Martín, A. (1996) Programa Cratos 1.0.

Dewey, J.F.; Helman, M.L.; Turco, E.; Hutton, D.H.W. y Knott, S.D. (1989) Kinematics of the western Mediterranean. En: *Alpine Tectonics*. Coward, M.P.; Dietrich, D.; Park, R.G. (Eds.), Geological Society, London, Special Publication: 265-283.

Díez Balda, M. A.; García Casquero, J. L.; Monteserín López, V.; Nozal Martín, F.; Pardo Alonso, M. V. y Robles Casas, R. (1990a) Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación Hercínica al sur de Salamanca (Zona centro Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, **3** (1-2): 117-125.

Díez Balda, M.A. (1986). El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. *Acta Salmanticensia. Ciencias*: 52-162.

Díez Balda, M.A., y Vegas, R., (1992) La estructura del Dominio de los Pliegues Verticales de la zona Centroibérica. *Paleozoico Inferior de Íbero-América*. Universidad de Extremadura: 523-535.



- Diez Balda, M.A.; Vegas, R. y Gonzalez Lodeiro, F. (1990) Central Iberian Zone: Structure. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. (Eds. Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E.). Springer-Verlag. Berlin: 172-188.
- Dohta A.; Akira, I.; Hideo, T.; Toshinori, O. y Tetsumaru, I. (2001) The significance and the problems of the K-Ar age of mica clay minerals in fault gouge. 5 Sep 2001 <http://www-jm.eps.s.u-tokyo.ac.jp/2001cd-rom/pdf/gr/gr-003_e.pdf>
- ENRESA (1990) *Hoja Neotectónica de Vitigudino*. Documento interno.
- ENRESA (1995) *Estudios temáticos en rocas plutónicas, (GR-04). Proyecto AFA 1ª y 2ª etapa*. Documento interno.
- ENRESA (1996) *Estudios temáticos en rocas plutónicas, (GR-041). Proyecto ZOA*. Documento interno.
- ENRESA (1998) *Análisis Poblacional y Caracterización de la Distribución de Diaclasas y Fallas (GR-046)*. Documento interno
- ENRESA (1998a) *Estudio geológico- estructural e hidrogeológico, (GR-046). Proyecto ZOA*. Documento interno.
- ENRESA (1998b) *Estudio geológico- estructural e hidrogeológico, (GR-044). Proyecto ZOA*. Documento interno.
- ENRESA (2000) *Evolución estructural de los graníticos del macizo Hespérico*. Documento interno.
- ENRESA-CSN (2003) *Proyecto PRIOR: Determinación de Fallas de Primer Orden mediante análisis integrado de datos geológicos*. En desarrollo.
- Etchecopar, A. y Mattauer, M. (1988) Méthodes dynamiques d'analyse des populations des failles. Bull. Soc. Géol. France, 8 (IV-2): 289-302.
- Etchecopar, A.; Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981) An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, **3**: 51-65.
- Flish, M. (1982) Potassium-argon analysis. En: *Numerical dating Stratigraphy*. (Ed. Odin G.S.). John Wiley & Sons, New York. 151-158.
- Galindo Zaldívar, J. y González Lodeiro F. (1988) Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Annales Tectonicae*, **2** (2): 90-97.
- García de Figuerola, L. C. y Martínez Gracia, E. (1972) El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca). *Studia Geologica*, **III**: 33-41.



García de Figuerola, L. C.; Rodríguez Alonso M. D.; Carnicero A.; Pellitero E.; Murciego A.; Navarrete J.; López Plaza H.; Franco P. y Gonzalo J.C. (1992) Geología regional y mineralizaciones del dominio Hercínico del centro-oeste español. En: *Guías de las excursiones geológicas*. Soc. Geol. España: 49-62.

García Garzón, J. y Locutura, J. (1981) Datación por el método Rb-Sr de los granitos de Ciervos-Puerto Seguro. *Bol. Geol. y Min.* **92**: 68-72.

García Mondejar, J. (1988) Plate reconstruction of the Bay of Biscay. *Geology*, **24**: 635-638.

Gilg, H. A. (1991) Are K-Ar determinations of illites from hydrothermal ore deposits reliable?- Theoretical and case study from Greece. En: *Source, transport and deposition of metals*. Pagel-Maurice y Leroy-Jacques-L (Eds.). Balkema. Rotterdam, Netherlands: 391-394

Gillespie, P.A.; Howard, C.B.; Walsh, J.J. y Watterson, J. (1993) Measurement and characterisation of spatial distributions of fractures. *Tectonophysics*, **226**: 113-141.

Giner, J.L. (1996) *Análisis neotectónico y sismotectónico en la parte centro-oriental de la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 250 pp.

Govindaraju, K. (1979) Report (1968-1978) on two mica reference samples: Biotite Mica Fe and Flogopite Mica Mg. *Geostandards Newsletter*, **3** (1): 3-24.

Gracia Plaza A.S.; García Marcos, J.M. y Jiménez Fuentes, E (1981) Las fallas de "El Cubito": geometría, funcionamiento y sus implicaciones cronoestratigráficas en el terciario de Salamanca. *Boletín Geológico y Minero*, XCII-IV: 267-273.

Hastings, H.M. y Sugihara, G. (1994) *Fractals: a user's guide of the natural sciences*. Oxford University Press. 235p.

Herráiz, M.; De Vicente, G.; Lindo-Ñaupari, R.; Giner, J.; Simón, J.L.; González casado, J.M.; Vadillo, O.; Rodríguez Pascua, M.A.; Cicuéndez, J.I.; Casas, A.; Cabañas, L.; Rincón, P.; Cortes, A.L.; Ramírez, M.; Lucini, M.; (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, vol.19, núm. 4, pág. 762-786.

Zwingmann H, Tanja W & Robin O. (2001) K-Ar dating of systematic illite in fault gouge. En *EUGXI Programme*; PM Session. Strasbourg, Francia (11 Abril 2001) <<http://www.the-conference.com/JConfAbs/6/OS10.pdf>>

Hunziker, J.C.; Frey, M.; Clauer, N.; Dallmeyer, R.D.; Friedrichsen, H.; Flehmig, W.; Hochstrasser, K.; Roggwiler, P. y Schwander, H. (1986) The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Apls, Switzerland. *Contrib. Mineral Petrol.*, **92**: 157-180.

IAG (2003) *The IAG regional moment tensor Project*. Instituto Andaluz de Geofísica. <<http://www.ugr.es/~iag/tensor/>>



- I.G.M.E. (1980) Mapa Geológico de España. Hoja nº 397, Zamora. 18p.
- I.G.M.E. (1990) Mapa Geológico de España. Hoja nº 527, Tamames. 95p.
- I.G.M.E. (2000a) Mapa Geológico de España (MAGNA). Hoja nº 451, Ledesma. 100p.
- I.G.M.E. (2000b) Mapa Geológico de España (MAGNA). Hoja nº 500, Villar de Ciervo.
- I.G.M.E. (2000c) Mapa Geológico de España. Hoja nº 502, Matilla de los Caños del río. 75p.
- I.G.M.E. (2000d) Mapa Geológico de España. Hoja nº 503, Las Veguillas. 92p
- I.G.M.E. (2000e) Mapa Geológico de España (MAGNA). Hoja nº 423, Fermoselle. 147p.
- I.G.M.E. (2000f) Mapa Geológico de España (MAGNA). Hoja nº 501, La Fuente de San Esteban. 74p.
- Iglesias, M. y Choukroune, P. (1980) Shear zones in the Iberian Arc. *Journal of Structural Geology*, **2**: 63-68
- Iglesias, M. y Ribeiro, A. (1981) Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibero-armoricain. *Com. Sev. Geol. Portugal*, **67**: 85-87.
- IGN (1999) Modelo digital del terreno 1:25.000 (MDT25). Instituto Geográfico Nacional.
- Jiménez Salas, J.A. y de Justo Apañez, J.L. (1975) *Propiedades de los suelos y de las rocas*. En: Geotecnia y Cimientos, v.1. Rueda.
- Jiménez, E. (1973) El Paleógeno del borde SO de la Cuenca del Duero. II: La Falla de Alba Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas. *Stvd. Geol. Salmantica*, **5**: 107-136.
- Jiménez, E. (1977) Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora. *Bol. Geol. Min.*, **88**: 357-364.
- Jiménez, E. (1982) Quelonios y cocodrilos fósiles de la Cuenca del Duero. Ensayo de biozonación del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmantica*, **17**: 125-127.
- Julivert, M.; Fontboté, J.; Ribeiro, A. y Navais Conde, L. E. (1972) Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1/1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España (I.G.M.E.), Madrid.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1994) Paleostres trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers & Geosciences*, **20** (2): 161-191.



Liesa, C.L. (1999) *Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 765 pp. Inédita.

Lisle, R.J. (1987) Principal stress orientations from faults: An additional constraint. *Annales Tectonicae*, **1** (2): 155-158.

López Plaza, M. y Carnicero, A. (1987) El plutonismo hercínico de la penillanura Salamantino-Zamorana (centro-oeste de España): Visión de conjunto en el contexto geológico regional. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (Eds.: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza, M. D. Rodríguez Alonso) Rueda: 53-68.

López Plaza, M. y Gonzalo, J. C. (1993) Caracterización geoquímica de las anatexitas del Domo del Tormes (provincias de Salamanca y Zamora). *Rev. Soc. Geol. España*, **6**: 113-128

López Plaza, M. y Martínez Catalán, J. R. (1987). Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del Macizo Hespérico. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (Eds.: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza, M. D. Rodríguez Alonso.) Rueda: 195-210.

Maldebrot, B.B. (1982) *The fractal geometry of nature*. W.H. Freeman & Co. 460p.

Martínez Fernández, F.J. (1974) *Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. 289 p. Publ. en: *Cuad. Geol. Univ. Oviedo*, **7**: 3-141.

Martínez Fernández, F.J. (1974a) Petrografía, Estructura y Geoquímica de los diferentes tipos de granitos del NO de Salamanca. *Trabajos De Geología*, **7**: 61-142. Facultad de Ciencias Univ. de Oviedo.

Martínez Fernández, F.J. (1977) Données sur le métamorphisme régional hercynien dans le Dôme du Tormes. *Geol.Rundschau*, **66**: 91-98.

Martín-Serrano, A. (1988) *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Instituto de Estudios Zamoranos Florián de Ocampo. Diputación de Zamora: 306p.

Martín-Serrano, A. (1994) El relieve del Macizo Hespérico: génesis y cronología de los principales elementos morfológicos. *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe*. **19**: 37-55.

Mattauer, M. (1976) *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Ed. Omega (Barcelona): 524 p.

Meunier, A. (1995) Hydrothermal alteration by Veins. En: *Origin and Mineralogy of Clays. clays and the enviroment*. Ed. Bruce Velde . Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 247-267.



- Molina, E.; Blanco, J. A. y Martínez Gil, F. J. (1979) Esquema morfológico evolutivo de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). I Reunión sobre geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. *Temas Geol. Min.*, **6** (2): 433-448.
- Moreira, V.S. (1985) Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. *Tectonophysics*, **117**: 85-96.
- Muñoz Martín, A. (1995) Programa Morh. Inédito
- Muñoz Martín, A. (1997) *Evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 500p.
- Newman, A.C.D. y Brown, G. (1987) Chemical constitution of clays. En: *Chemistry of clays and clay minerals* (Ed. Newman, A.C.D.) Longman scientific and technical: Mineralogical Society: 1-129.
- Paredes, C. (1995) *Aplicación de la Geometría Fractal en las Ciencias de la tierra*. Tesis Doctoral ETSIM, 286 pp.
- Pegoraro, O. (1972) *Applicattion de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse IIIème cycle. U.S.T.L. Montpellier. 41 pp.
- Pérez López, R. (1999) *Análisis de fractal de la distribución de fracturas en el Berrocal*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid.
- Polo, M.A.; Alonso, G. y Valle, M.F. (1987) Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, **24**: 229-245.
- Puigdefàbregas, C. y Souquet, P. (1986) Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, **129**: 173-203
- Reches, Z. (1978) Analysis of faulting in three-dimensional strain fields. *Tectonophysics*, **47**: 109-129.
- Reches, Z. (1983) Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, **95**: 133-156.
- Reches, Z. (1983) Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, **95**: 133-156.
- Reches, Z. (1987) Detemination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, **7**: 849-861
- Reches, Z. y Dieterich, J.H. (1983) Faulting of rocks in three-dimensional strain fields; I. Failure of rocks in polyaxial servo-control experiments. *Tectonophysics*, **95**: 111-132.



Reches, Z.; Baer, G. y Hatzor, Y. (1992) Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *Journal of Geophysical Research*, **97** (B9): 12481-12493.

Reddy, S.M. y Graham, J.P. (1999) Constraining absolute deformation ages: the relationships between deformation mechanisms and isotope systematics. *Journal of Structural Geology*, **21**: 1255-1265.

Regencio Macedo, C.A. (1988). *Granitoides, Complexo Xisto-Grauvaquico E Ordovícico Ne Região Entre Trancoso E Pinhel (Portugal Central), Geologia, Petrologia, Geocronologia*. Dissert Grad. Doctor. Univ. Coimbra Museu E Lab. Min. E Seol. Univ. Coimbra, 430 p.

Riaza, A.; Escuder, J., Villar, P. y Martín Alfageme, S. (1994) Reflectancia espectral en el visible e infrarrojo cercano (400-2500 nm) de distintas litologías en el conjunto ígneo-metamórfico (Salamanca, España): aplicaciones en cartografía geológica. *Rev. Soc. Geol. España*, **7** (1-2): 7-20.

Ribeiro, A.; Pereira, E. y Díaz, R. (1990) Structure in the northwest of the Iberian Peninsula. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. (Eds. Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E.). Springer-Verlag. Berlin: 220-236.

Rivera, L. y Cisternas, A. (1990) Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **80** (3): 600-614.

Rodríguez Alonso, M. D. y García de Figuerola, L. C. (1992) Los materiales anteordovícicos y el paleozoico. En: *Guías de las excursiones geológicas*. Soc. Geol. España.: 51-57.

Rodríguez Pascua, M.A. (1998) *Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas lacustres neógenas del Prebético de Albacete*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 358p.

Rölz, P. (1972) *Beiträge zum Aufbau des junpräkambrischen und attpalaozoischen Grundgebirges in den Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata) Spanien (Auszug)*. Technischen Universität München, 147 pp.

Román, F. y Royo Gómez, J. (1922) Sur l'existence de mammifères lutéciens dans le bassin du Douro (Espagne). *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, **175**: 1221-1223.

Rosebaum, G.; Lister, G.S. y Duboz, C. (2002) Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, **359**: 117-129.

Santisteban J. I.; Martín Serrano, A.; Mediavilla, R. y Dabrio, C. J. (1996a) South-western Duero and Ciudad Rodrigo basins: infill and dissection of a Tertiary basin. In: *Tertiary Basins of Spain: the stratigraphical record of crustal kinematics*. *World Regional Geology*, **6**: 196-202. (Eds. P. F. Friend y C. J. Dabrio) Cambridge University Press.



Santisteban J. I.; Mediavilla, R. y Martín Serrano, A. (1996b) Alpine tectonics framework of south-western Duero basin. En: Tertiary Basins of Spain: the stratigraphical record of crustal kinematics. *World Regional Geology*, **6**: 188-195. (Eds. P. F. Friend y C. J. Dabrio) Cambridge University Press.

Santisteban Navarro J. I. (1998) *El drenaje del SO de la Cuenca del Duero durante el Paleógeno superior y Neógeno*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. Inédita.

Santisteban, J.I.; Martín-Serrano, A. y Mediavilla, R. (1991) El Paleógeno del Sector suroccidental de la cuenca del Duero: Nueva división estratigráfica y controles sobre su sedimentación. In: Colombo, F. (ed.). Libro Homenaje a Oriol Riba. (Cuencas Terciarias de España). *Acta Geológica Hispánica*, **26** (2): 133-148.

Simón Gómez. J.L. (1986) Analysis of a gradual change in stress regime (example of the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.

Simpson, R.W.; Jachens, R.C.; Blakely, R.J. y Saltus, R.W. (1986) A new isostatic residual gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic residual anomalies. *Journal of Geophysical Research*, **91** (B8):8348-8372.

Sole Sabaris, L. (1952). *Geografía de España y Portugal. Geografía física I*. Ed. Montaner y Simón, Barcelona, 497 pp.

Srivastava, S.P.; Schouten, H.; Roest, W.R.; Klitgord, K.D.; Kovacs, L.C.; Verhoef, J.; Macnab, R. (1990) Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, **344**: 756-759.

Stapel, G. (1999) *The nature of isostasy in western Iberia*. PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 148 p.

Steiger, H. and Jager, E. (1977) Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **36**: 359-362.

Van der Pluijm, B.A.; Hall, C.M.; Vrolijk, P.; Pevear, D.R. y Covey, C. (2001) The dating of shallow faults in the Earth's crust. *Nature*, **412**: 172-174.

Velde, B. (1992) *Introduction to Clay Minerals. Chemistry, Origins, Uses and Environmental Significance*. Chapman and Hall. 198p.

Villar Alonso, P.; Escuder Viruete, J y Martínez Catalán, J. R. (1992) La zona de Cizalla de Juzbado-Peñalba do Castelo en el sector español. *Simposios III Congreso Geológico de España*, **2**: 446-456. Salamanca.

Vrolijk, P. y van der Pluijm, B.A. (1999) Clay Gouge. *Journal of Structural Geology*, **21**: 1039-1048.

Wessel, P. y Smith, W.H.F. (1995a) New version of The Generic Mapping Tools (GMT) Released, *EOS Trans. AGU*, 76. 329p.



Wessel, P. y Smith, W.H.F. (1995b) The Generic Mapping Tools (GMT) version 3.0 *Technical reference & Cookbook*, SOEST/NOAA.

Whitmarsh, R.B. and Miles, P.R. (1995) Models of the development of West Iberia rifted continental margin at 40 degrees 30' N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies. *Journal Geophysical Research*, **100**: 3789-3806.

Zhao, G.; Peacor, D.R. and McDowell, S.D. (1999) Retrograde diagenesis of clay minerals in the Precambrian Freda Sandstones, Wisconsin. *Clays and Clay Minerals*, **47**: 199-130.

Ziegler P.A. (1988) *Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys*. AAPG publications, 198 pp.

Zoback, M.L. (1992) First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal Geophysical Research*, **97**: 11703-11728.

Zoback, M.L.; M.D. Zoback; Adams, J.; Assumpção, M. ; Bell, S.; Bergman, E.A.; Blümling, P.; Brereton, N.R.; Denham, D.; Ding, J.; Fuchs, K.; Gay, N.; Gregersen, S.; Gupta, H.K.; Gvishiani, A.; Jacob, K.; Klein, R.; Knoll, P.; Magee, M.; Mercier, J.L.; Müller, B.C.; Paquin, C.; Rajendran, K.; Stephansson, O.; Suarez, G.; Suter, M.; Udias, A.; Xu, Z.H. y Zhizhin, M. (1989) Global patterns of tectonic stress. *Nature*, **341**: 291-298.

